

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Die Schrift darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

Herrn Professor Dr. Georg Wüst
zu seinem 65. Geburtstag in Verehrung gewidmet

Beitrag zu einer vergleichenden Ozeanographie des Weltmeeres

Von Günter Dietrich¹⁾

„Grundsätzlich ist festzustellen, daß durch jede, auch die beste Grenze Benachbartes und Zusammengehöriges zerrissen wird und daß es unmöglich ist, eine allen praktischen Bedürfnissen entsprechende Grenzziehung in den Ozeanen zu finden.“

G. Wüst: „Die Grenzen der Ozeane und ihrer Nebenmeere.“ Annal. d. Hydr. 1939.

1. Einleitung.

Aufgabe einer Erdwissenschaft wie der Ozeanographie ist es, neben der eingehenden Untersuchung einzelner Faktoren und der sie beherrschenden Einflüsse, einen Überblick über die großen Züge der räumlichen Verteilung dieser Faktoren zu vermitteln. Ein solcher Überblick besteht im Grunde genommen in der Feststellung von Ähnlichkeiten und Verschiedenheiten bestimmter Meeresregionen. Er läuft auf die Anwendung des bekannten erkenntnistheoretischen Prinzips hinaus, daß ein jedes Ding aus seinem Gegenteil erkannt wird. Die Schwierigkeit liegt darin, daß sich so viele Meeresregionen unterscheiden lassen als es Abstufungen in einem Einteilungsprinzip gibt. Außerdem sind verschiedenartige Einteilungsprinzipien denkbar, zum Beispiel solche, die von der Bodentopographie, von meeresphysikalischen, meereschemischen oder meeresbiologischen Gesichtspunkten ausgehen. Alle zugleich angewendet, ergäbe eine Zersplitterung der Meeresräume in eine Unzahl großer und kleiner Teile mit zahllosen Überschneidungen im Sinne der oben angeführten Feststellung von G. Wüst. Es kommt also sehr darauf an, welchem Einteilungsprinzip für eine regionale Gliederung des Weltmeeres der Vorrang gegeben wird. Das bedeutet zugleich, daß es sich nicht darum handeln kann, das absolut richtige, sondern das für eine bestimmte Fragestellung zweckmäßigste Einteilungsprinzip aufzustellen.

2. Regionale Gliederung des Weltmeeres.

Im vorliegenden Beitrage handelt es sich darum, Meeresregionen gegenüberzustellen, die sich in Oberflächennähe in physikalischer, chemischer und darum auch weitgehend in biologischer Hinsicht ähnlich verhalten. Der Massentransport, und zwar seine Richtung, Stärke und Beständigkeit wie er in den Karten der Oberflächenströmungen, vor allem bei G. SCHOTT (1943), zum Ausdruck kommt, liefert die Grundlage für ein Einteilungsprinzip wie es zweckmäßiger für die gestellte Aufgabe kein anderer Faktor ermöglicht. Eine solche Gliederung bleibt nicht einseitig, sondern rückt bei den engen Zusammenhängen der Stromverhältnisse mit den physikalisch-chemisch-biologischen Faktoren und — wie sich leicht zeigen läßt — auch mit den oberflächennahen atmosphärischen Verhältnissen jene Erscheinungen im Meere in den Vordergrund, die für den Menschen größte Bedeutung besitzen. Das gilt sowohl für die praktische Nutzung des Meeres als Träger des Seeverkehrs, als Nahrungs- und Rohstoffquelle und als Stätte der Erholung.

¹⁾ Die Abbildungen 1 bis 5 sind dem Buch von G. DIETRICH, W. HORN, K. KALLE: „Allgemeine Meereskunde. Einführung in die Ozeanographie“ entnommen, das demnächst im Verlag GEBR. BORNTRAEGER, Berlin, erscheint. In ihm sind im Kapitel X (Regionale Ozeanographie) weitere Ausführungen zum vorliegenden Thema enthalten.

Das trifft ebenso in wissenschaftlicher Hinsicht zum Verständnis zahlreicher Vorgänge im Meere zu; denn abgesehen von den zeitenerzeugenden Kräften geht die entscheidende Übertragung der Energie, welche die verschiedenartigsten Vorgänge in Gang hält, in Oberflächennähe vor sich, sei es nun in Form der Umwandlung der Sonnenstrahlung in Wärme oder in chemische Energie durch die photosynthetische Assimilation der Kohlensäure durch das Chlorophyll der pflanzlichen Lebewesen oder sei es durch die direkte Übertragung der kinetischen Energie der Luftbewegungen durch die Schubkraft des Windes.

In den höheren geographischen Breiten würde eine regionale Gliederung des Weltmeeres, die von den Stromverhältnissen ausgeht, vielfach bedeutungslos sein. Deshalb wählen wir die Eisverhältnisse, die dort zum maßgebenden Faktor im Meere werden und die durch J. BÜDEL (1950) eine eingehende kartographische Darstellung gefunden haben, als Hilfsmittel bei der Abgrenzung. Zu beachten ist, daß die regionale Gliederung des Weltmeeres, zu der man auf diese Weise gelangt und die Abbildung 1 angibt, mehrere Unsicherheiten enthält. Weder gibt es im Meere scharfe Grenzlinien, sondern bestenfalls Grenzzonen, die zwar manchmal erstaunlich scharf ausgebildet sind, noch bleiben diese Grenzzonen ortsfest. Sie unterliegen zeitlichen Verlagerungen, vor allem im Jahresrhythmus und unperiodisch im Zusammenhang mit großräumigen Wirbelbewegungen im Wasser. Schließlich sind unsere Kenntnisse von den Oberflächenströmungen, die sich fast ausschließlich auf Besteckversetzungen der Schiffe stützen, in wenig befahrenen Seegebieten noch recht lückenhaft.

Unter Verzicht auf die lokalen Einzelheiten, vor allem in Küstennähe und in den Rand- und Mittelmeeren, lassen sich sieben Hauptregionen des Weltmeeres in Abbildung 1 unterscheiden, von denen vier zweckmäßigerweise eine Unterteilung erfahren. Ihre Charakterisierung in der folgenden Zusammenstellung bietet zugleich einen Hinweis auf die Gesichtspunkte, die bei der Abgrenzung in Abbildung 1 eingehalten sind.

- P: Passatstromregion: Das ganze Jahr ziemlich beständige bis sehr beständige Strömung in westlichen Richtungen.
 P_A: Mit stark äquatorwärts gerichteter Bewegungskomponente (Abweichung der Stromrichtung von der Westrichtung > 30°).
 P_W: Mit reiner Westströmung.
 P_P: Mit stark polwärts gerichteter Bewegungskomponente (Abweichung der Stromrichtung von der Westrichtung > 30°).
- Ä: Äquatorialstromregion: Zeitweise oder das ganze Jahr ostwärts setzende Strömungen in Äquatornähe.
- M: Monsunstromregion: Regelmäßige Umkehr des Stromsystems im Frühjahr und Herbst.
 M_T: In niederen Breiten (verknüpft mit geringer Jahresschwankung der Oberflächentemperatur).
 M_G: In gemäßigten und höheren Breiten (verknüpft mit hoher Jahresschwankung der Oberflächentemperatur).
- R: Roßbreitenregion: Zeitweise oder das ganze Jahr schwache Strömungen veränderlicher Richtung.
- F: Freistrahregion: Das ganze Jahr starke, gebündelte Strömungen als Abfluß aus der Passatstromregion.
- W: Westwindtriftregion: Das ganze Jahr veränderliche, vorwiegend östliche Strömungen.
 W_A: Äquatorwärts der ozeanischen Polarfront.
 W_P: Polwärts der ozeanischen Polarfront.

B: Polarregion: Zeitweise oder das ganze Jahr bedeckt mit Eis der Polarmeere.

B_Ä: Äußere Polarregion: Im Winter und Frühjahr stets oder häufig mit Packeis bedeckt.

B_I: Innere Polarregion: Das ganze Jahr mit Eis der Polarmeere bedeckt.

Es ist kein Zufall, wenn zwischen der Verteilung der ozeanischen Regionen und den Hauptwindgebieten des Weltmeeres eine große Ähnlichkeit besteht. Der Wind spielt eben den entscheidenden Faktor bei der Entstehung und Aufrechterhaltung der Oberflächenströmungen. Diese Zusammenhänge werden hier äußerlich durch die Benennung der einzelnen Regionen unterstrichen. Sie sind im einzelnen ersichtlich, wenn man die Verteilung der Windsysteme über dem Weltmeer zum Vergleich heranzieht. Die Übereinstimmung geht in einzelnen Gebieten soweit, daß sich die ozeanischen Abgrenzungen in Abbildung 1 und die atmosphärischen, wie sie etwa W. KÖPPEN (1936) in seiner Karte der Windgebiete des Weltmeeres im Handbuch der Klimatologie, Band I, vornimmt, nahezu decken: Ä entspricht in der Atmosphäre im wesentlichen den Mallungen, P den Passatzonen mit beständigen, meist frischen Winden, M den Monsunzonen mit regelmäßigem Richtungswechsel der Winde im Frühjahr und Herbst, R den schwachwindigen Zonen der subtropischen Hochdruckgebiete, W den Westwindzonen mit veränderlichen, vorwiegend westlichen Winden, B den Zonen der polaren Ostwinde, deren Ausdehnung aber wesentlich geringer ist als die unserer Polarregionen, die durch die Eisgrenzen definiert sind. Nur die Freistrahlsregionen F besitzen kein Gegenstück in den Windgebieten über dem Weltmeer. Die Strömungen in ihnen stehen primär unter dem Einfluß des Hindernisses, das sich in Form der Kontinente den westwärtssetzenden Passatströmungen im Meere in den Weg stellt, wobei die polwärts zunehmende ablenkende Kraft der Erdrotation zu der strahlartigen Bündelung der Strömungen beiträgt. Orographisch bedingte Strömungen treten an jeder Küste auf, ohne daß an dieser Stelle näher darauf eingegangen werden kann. Die Strömungen der Region F stellen die größten und auffälligsten Strömungen dieser Art dar.

Im folgenden wird versucht, die hauptsächlichsten Wesenszüge jeder Region kurz zu charakterisieren. Trotz mancher Unterschiede, die den gleichen Regionen in den einzelnen Ozeanen eigen sind, besitzen sie neben den ähnlichen Strömungsverhältnissen soviel Gemeinsamkeiten im hydrographischen Aufbau, daß sich bereits an Hand eines einzigen Beispiels viele typische Eigentümlichkeiten der jeweiligen Region veranschaulichen lassen. Dieser Aufgabe mögen die vier Vertikalschnitte dienen, die — meist für die Schicht von 0 bis 300 m — die Verteilung einiger wichtiger hydrographischer Faktoren enthalten und deren geographische Lage aus Abbildung 1 ersichtlich ist.

3. Passatstromregionen P

Passatstromregionen P zeichnen sich dadurch aus, daß das ganze Jahr eine beständige Strömung in westlicher Richtung läuft. Sie decken sich weitgehend mit den Gebieten ständiger Passatwinde. Die tangentialen Schubkräfte dieser Winde, die nicht nur eine große Beständigkeit und Geschwindigkeit aufweisen, sondern auch den größten Teil des Weltmeeres erfassen, machen die Passatstromregionen zu Aktionszentren der Oberflächenzirkulation. Aus diesem Grund erscheint es zweckmäßig, mit der Betrachtung dieser Meeresregionen zu beginnen.

Abgesehen vom Indischen Ozean, wo man nur eine Passatstromregion auf der Südhemisphäre antrifft, weil die nordhemisphärische infolge der jahreszeitlich wechselnden Monsunwinde nicht zur Ausbildung gelangt, trifft man in jedem Ozean zwei Passatstromregionen an. Innerhalb jeder Passatstromregion gelangt man zu einer Unterteilung in eine östliche, zentrale und westliche, sofern man von der obengenannten feineren, aber zweckmäßigen Unterscheidung in der Stromrichtung ausgeht. Die zentrale Region P_w ist jeweils diejenige, die am wenigsten unter den Einflüssen der Kontinentbegrenzung

steht und rein zonale Westströmung aufweist. In der östlichen $P_{\bar{A}}$ und westlichen P_P -Passatstromregion weichen dagegen die Strömungen um mehr als 30° von dieser zonalen Richtung ab und besitzen in der östlichen eine äquatorwärts, in der westlichen eine polwärts gerichtete Bewegungskomponente. Diese antizyklonische Drehung, welche die Stromrichtung erfährt, wenn man einen Ozean in der Passatstromregion von Ost nach West überquert, ist aber nicht allein durch die Festlandsumgrenzung bedingt, sondern findet sich im gleichen Sinne in den Passatwinden wieder, so daß der Wind die Abweichungen von einer zonalen Wasserbewegung in der östlichen und westlichen Passatstromregion unterstützt. Beachtet man außer diesen charakteristischen Richtungsunterschieden der Strömungen die oberflächennahe Schichtung, dann wird eine ganze Reihe von Erscheinungen dieser Regionen verständlich. Die Wassermassen weisen nämlich unter einer homogenen Deckschicht eine starke Dichtesprungschicht auf, die unter dem Einfluß der beständigen Strömungen und der ablenkenden Kraft der Erdrotation eine dynamisch erzwungene Schiefstellung erfährt, indem sie auf der Nordhalbkugel zur linken, auf der Südhalbkugel zur rechten Hand in Oberflächennähe steigt, wenn man in Stromrichtung blickt.

4. Passatstromregionen $P_{\bar{A}}$.

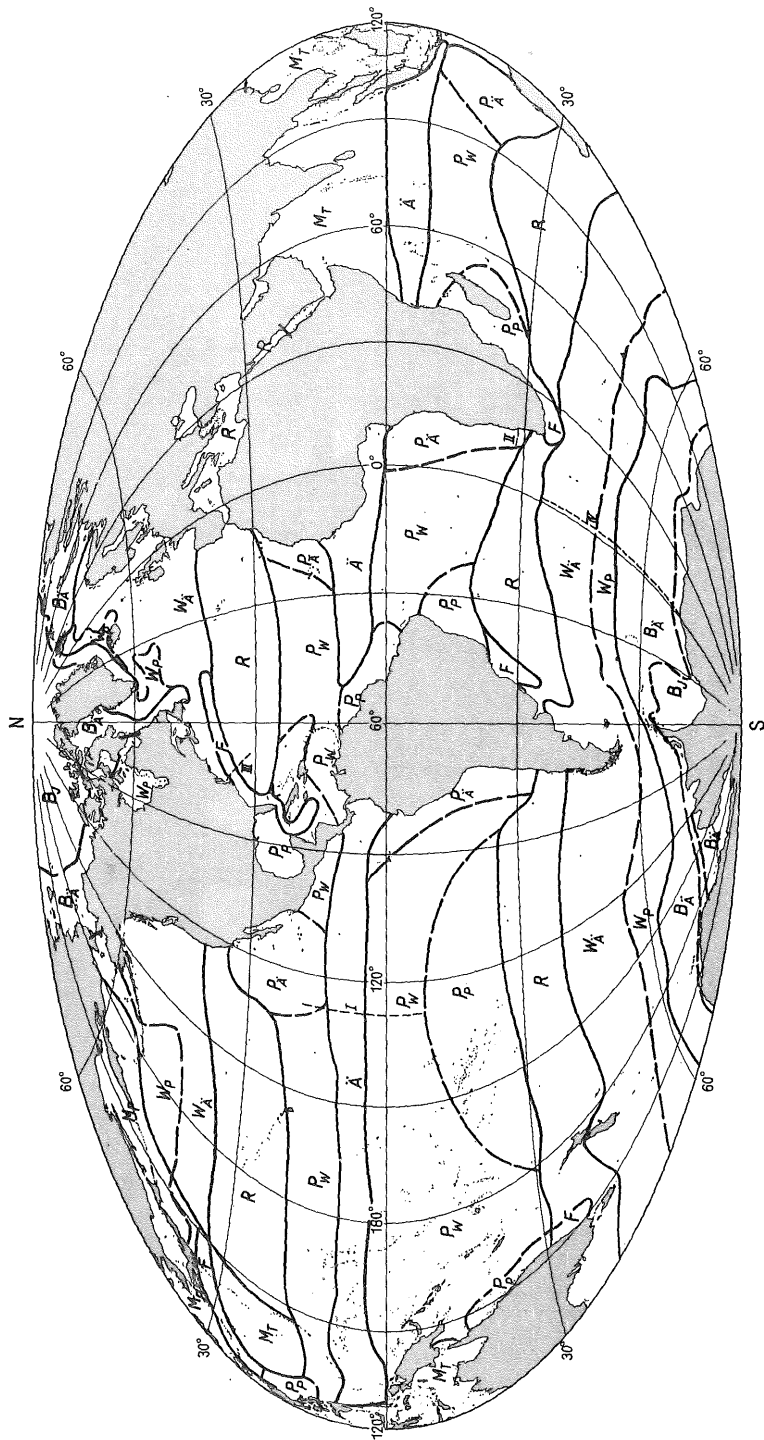
Als Kanaren- und Benguelastrom im Nord- und Südatlantischen Ozean, als Kalifornischer und Humboldtstrom im Nord- und Südpazifischen Ozean und als Westaustralstrom im Südindischen Ozean sind die Strömungen dieser Regionen bekannt. Indem sie von höheren geographischen Breiten in niedere verlaufen, führen sie, gemessen an der Normaltemperatur des Wassers, die für die jeweilige geographische Breite gilt, zu kaltes Wasser mit sich. Diese Temperaturanomalie wird verstärkt, indem die ablandigen oder küstenparallelen Winde in diesen Wurzelgebieten des Passates zur Ausbildung einer Quercirkulation in den genannten Strömungen beitragen, deren aufsteigender Ast in unmittelbarer Küstennähe kaltes Wasser aus tieferen Schichten an die Oberfläche führt. Diese sogenannten Auftriebszonen nehmen innerhalb der östlichen Passatstromregionen eine besondere Stellung ein. Nur im Westaustralstrom spielt dieser Auftrieb keine nennenswerte Rolle. Wahrscheinlich ist der Einflußbereich der ablandigen Passatwinde, der auf Nordwest-Australien begrenzt ist, zu klein.

Viele der typischen hydrographischen Erscheinungen der Auftriebsgebiete gibt die Abbildung 2 wieder, und zwar auf einem von Westen nach Osten verlaufenden Schnitt vor der Küste von Südwestafrika, den das englische Forschungsschiff „William Scoresby“ im März 1950 ausführte. Dem nordwärts setzenden Benguelastrom überlagert sich eine Quercirkulation, die kaltes, daher schweres Wasser, das zugleich salz- und sauerstoffarm, aber nährstoffreich ist, in die Oberflächennähe befördert. Es wäre irrig, die Herkunft dieses Oberflächenwassers in großen Tiefen zu suchen. Es dürfte aus 100 bis 300 m Tiefe stammen. Außerdem sind die Geschwindigkeiten der Vertikalbewegung sehr klein. K. HIRAKA (1954) gibt sie auf Grund theoretischer und empirischer Untersuchungen am Beispiel des Auftriebswassers im Kalifornischen Strom mit 80 m/Monat an; das sind nur 0,0031 cm/sec. Ähnliche Vertikalgeschwindigkeiten kann man im vorliegenden Beispiel erwarten. Sie sind trotz ihrer Geringfügigkeit auf die Dauer mit nachhaltigen Wirkungen verknüpft. Dazu gehören die außerordentlich hohen horizontalen Temperaturunterschiede, die an der Oberfläche aufrechterhalten werden, indem nach Abbildung 2 an der Küste Temperaturen von 12° und 250 km seewärts bereits über 20°

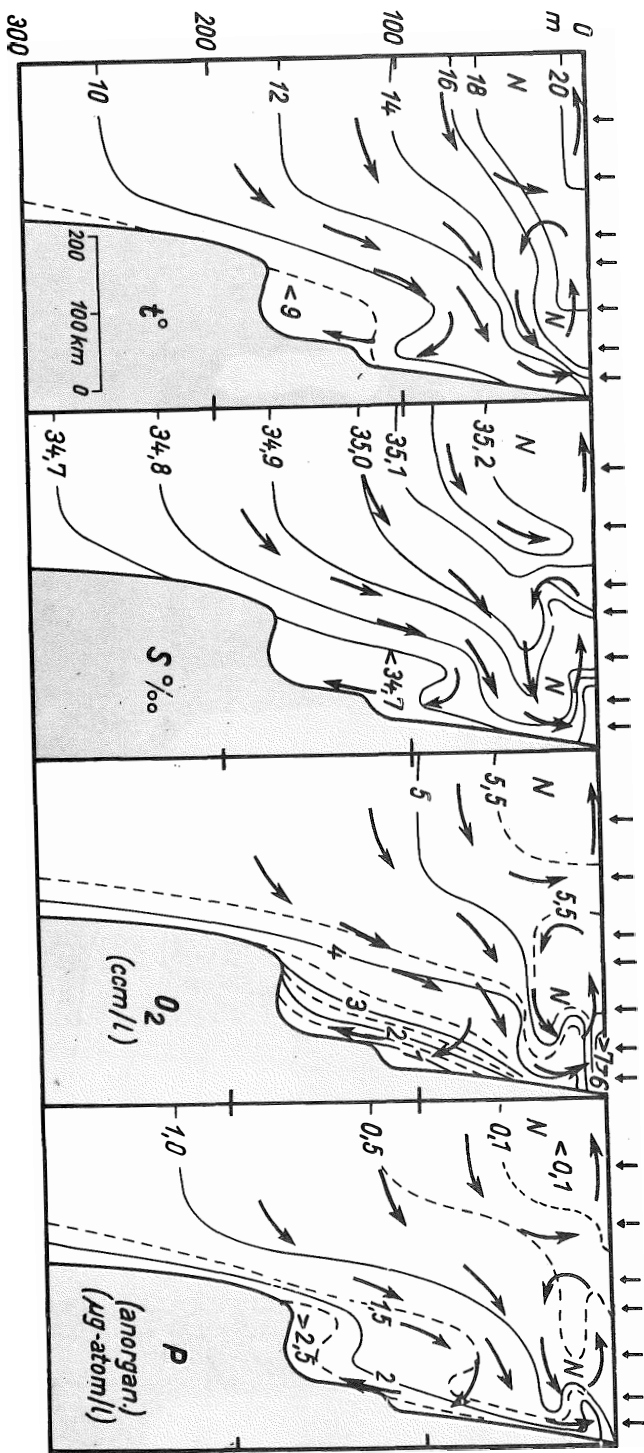
Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 1)

Abbildung 1. Hydrographische Regionen des Weltmeeres.

Erklärung der Kurzbezeichnungen im Text S. 4. I—IV: Lage der Vertikalschnitte in Abb. 2 bis 5.



Tafel 1



Tafel 2

beobachtet werden. Dazu gehört ferner der Nährstoffreichtum des aufsteigenden Wassers. Er trägt zu einer ungewöhnlich starken Entfaltung des Planktons bei, das ebenso wie der Nährstoffreichtum nicht lokal begrenzt bleibt, sondern sich auf den gesamten Küstenbereich von Südwestafrika und Angola ausdehnt. Die Oxydation der absinkenden, abgestorbenen Organismen führt bereits in geringer Tiefe, wie aus Abbildung 2 zu ersehen ist, zu einem starken Sauerstoffverbrauch. Zeitweise beobachtet man sogar Schwefelwasserstoff im Wasser, was im Weltmeer außerhalb der stark abgeschlossenen Nebenmeere außergewöhnlich ist. Der Planktonreichtum äußert sich in starker Herabsetzung der Durchsichtigkeit des Wassers dieser Region und in einer grünen Meerwasserfarbe im Gegensatz zu der kobaltblauen Farbe der benachbarten Roßbreitenregion.

Entsprechende Verhältnisse, wie sie der Schnitt in Abbildung 2 zeigt, trifft man in dem nordwestafrikanischen und kalifornischen Auftriebsgebiet und besonders deutlich an der südamerikanischen Westküste an, wo nach den Untersuchungen von E. R. GUNTHER (1936), E. SCHWEIGER (1949), G. SCHOTT (1951) und anderen Forschern der Auftrieb sehr ausgedehnt und stark an den Küsten Chiles und Perus ausgebildet ist. Im kalifornischen Auftriebsgebiet, wo umfangreiche systematische Untersuchungen des Scripps Institution of Oceanography in La Jolla durch H. U. SVERDRUP und R. H. FLEMING (1941) und A. DEFANT (1951) vorliegen, ist man am eingehendsten über periodische und unperiodische Störungen unterrichtet. Abwandlungen der Quercirkulationen, wie sie in Abbildung 2 in einem küstennahen Wirbel ausgebildet sind, gehören dort offenbar zu häufigen Erscheinungen und werden mit Schwankungen im Windfeld in Zusammenhang gebracht.

Die besonderen Eigenarten der östlichen Passatstromregionen bleiben nicht ohne Rückwirkung auf die Atmosphäre und das Leben im Meere. Die Oberflächentemperatur ist im allgemeinen niedriger als die Lufttemperatur, besonders in Küstennähe. Die Entstehung anhaltender und häufiger Küstennebel, die an der peruanischen Küste unter dem Namen Garua bekannt sind, wird dadurch begünstigt. Die Winde, die an sich bei der ablandigen Komponente im Wurzelgebiet der Passate trocken sind, bleiben infolge der Erwärmung auf dem Wege äquatorwärts und bei der geringen Verdunstung, wie sie allgemein für die östliche Passatstromregion typisch ist, ungesättigt an Wasserdampf. Die Folge ist, daß die östlichen Passatstromregionen in ihrer ganzen Ausdehnung ausgesprochen niederschlagsarm sind — sie gehören zu den regenärmsten Gebieten der Erde überhaupt. Die ozeanischen Inseln in diesen Regionen, wie die Kapverdischen Inseln im Nordatlantischen oder die Galápagos-Inseln im Südpazifischen Ozean besitzen reinen Wüstencharakter.

Der große Planktonreichtum der Auftriebszonen stellt die Erklärung für den ungewöhnlichen Fischreichtum dieser Gebiete dar. Abgesehen von Kalifornien wird er vom Menschen, der die angrenzenden Küstenwüsten nur dünn besiedelt, wenig genutzt, sehr viel stärker wird er dagegen von den zahllosen Scharen von Seevögeln ausgebeutet, auf welche die Entstehung der Guanolager an diesen Küsten zurückgeht. E. SCHWEIGER schätzt den Fischereiertrag des Menschen im peruanischen Auftriebsgebiet auf 4 Mill. kg/Jahr, die Entnahme durch die Seevögel aber auf den 100fachen Betrag. Diese letzte

Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 2)

Abbildung 2. Beispiel für Aufbau und Bewegung der Passatstromregion P_N

Temperatur-, Salzgehalts-, Sauerstoff- und Phosphatverteilung auf einem Querschnitt durch das südwestafrikanische Auftriebsgebiet auf Grund der Beobachtungen der „William Scoresby“ vom 12. bis 14. März 1950.

N: Hauptstromrichtung nach Norden (senkrecht zum Schnitt)

Lange Pfeile: Quercirkulation der Hauptströmung

Pfeile am oberen Rand: Lage der ozeanographischen Stationen.

Übertiefung des Profils 200fach. — Lage des Profils s. Abb. 1.

Menge, welche die Hälfte der gesamten Fischenlandungen aller europäischen Staaten im Jahre 1952 (6,7 Mill. Tonnen) übersteigt, soll nach den Erfahrungen ausreichen, die natürliche Ergänzung des abgebauten Guanos sicherzustellen. Dieser Abbau betrug an der peruanischen Küste 1949 bis 1953 jährlich rund 200 000 Tonnen.

Wie stark der außerordentliche Fischreichtum dieser Gewässer von den hydrographischen Verhältnissen abhängt, dafür liefern gelegentliche Störungen gerade im peruanischen Auftriebsgebiet Schulbeispiele. Wird nämlich die äquatorwärts gerichtete Bewegung mit Auftrieb an der Küste von einer polwärts gerichteten Bewegung abgelöst, dem sogenannten El-Niño-Strom an der nordperuanischen Küste, der mit keinem derartigen Auftrieb verknüpft ist, sondern warmes, nährstoffarmes Äquatorialwasser mit sich führt, dann setzt ein großes Fischsterben und in seiner Folge ein Vogelsterben ein.

5. Passatstromregionen P_w .

. Gleichmäßig und beständig setzen in diesen Regionen jahraus und jahrein Nord- und Südäquatorialströme westwärts. Diese Gleichförmigkeit der Stromverhältnisse deckt sich mit der Gleichförmigkeit von Wind und Wetter, die zur Segelschiffszeit diese Passatstromregionen zu den idealen Gewässern für die Schifffahrt machten und die daher der nordatlantischen Passatstromregion aus der Entdeckerzeit den Beinamen „El golfo de las damas“ („Damenmeer“) eintrug, womit die galanten Spanier ausdrücken wollten, daß man das schwere Ruder des Schiffes einer schwachen Damenhand anvertrauen könne. Ausnahmen dieser Gleichförmigkeit werden noch zu erwähnen sein. Diese Regionen sind niederschlagsarm, wenn auch nicht so extrem, wie die Regionen P_A . Da die Verdunstung relativ hoch ist, tritt eine starke Unterbilanz im Wasserumsatz mit der Atmosphäre ein und das Oberflächenwasser nimmt einen relativ hohen Salzgehalt an.

Einen Eindruck von dem typischen hydrographischen Aufbau dieser Region, wie er den Oberflächenschichten eigen ist, vermittelt die linke und rechte Seite der Abbildung 3, die einen Meridionalschnitt von 8° S bis 18° N im Pazifischen Ozean darstellt. Der Schnitt stützt sich auf die Beobachtungen der schwedischen „Albatross“-Expedition aus dem Oktober 1947. Dadurch, daß die Sprungschicht senkrecht zu der Passatstromrichtung polwärts in größere Tiefen abfällt, wächst zwangsläufig die Mächtigkeit der oberflächennahen, warmen und salzreichen Deckschicht auch polwärts an. Da diese P_w -Regionen frei von Divergenzzonen sind und außerdem der Jahresgang der Oberflächentemperatur klein bleibt und daher keine tiefreichende Vertikalkonvektion einleiten kann, mangelt es an einer Erneuerung der Nährstoffe aus der Tiefe. Damit fehlt eine wesentliche Voraussetzung für die Entfaltung einer reichen Planktonbesiedlung. Diese Regionen gehören daher zu den planktonärmsten Gebieten des Weltmeeres. Dem entspricht eine Armut an höheren marinen Organismen und ein tiefes Kobaltblau als Meerwasserfarbe.

Abgesehen von den biologischen Verhältnissen bleiben Rückwirkungen der hydrographischen Verhältnisse der P_w -Regionen auf die Atmosphäre nicht aus. Ozean und Atmosphäre besitzen dort, wie erwähnt, in allen Erscheinungen eine ausgesprochene Gleichförmigkeit, die jedoch weit davon entfernt ist, eintönig zu wirken. Das tiefe Blau der Meerwasserfarbe, das bei der geringen Bewölkung besonders zur Geltung gelangt, die langen Passatwellen mit ihren leuchtenden Schaumspitzen und die beständige frische Brise machen die mittleren Passatstromregionen, trotz der Äquatornähe, für den Menschen angenehm und anregend. Aber alles erhält ein anderes Gesicht, wenn die Gleichförmigkeit von tropischen Wirbelstürmen unterbrochen wird, die bevorzugt in diesen Gebieten ihren Ursprung nehmen. Sie sind bei weitem die stärksten Orkane auf der Erde und zum Beispiel als Taifune in Ostasien, als Mauritius-Orkane im Südindischen

Ozean und als Hurrikane in Westindien bekannt. Ihre vernichtende Gewalt ist von Seefahrern und Küstenbewohnern in gleicher Weise gefürchtet.

E. PALMÉN (1948) zeigte, daß die Entstehungsgebiete der tropischen Wirbelstürme sich im wesentlichen mit jenen Seegebieten decken, die polwärts von 5° Breite über 27° Lufttemperatur im Herbst aufweisen und die außerdem mehr als 250 sm vom Festland entfernt sind. Danach werden die warmen Westseiten der Ozeane besonders stark heimgesucht; hingegen bleiben der östliche Südpazifische und der ganze Südatlantische Ozean in den Tropen orkanfrei.

Zum Glück handelt es sich bei den tropischen Orkanen um kleine, und zwar stets zyklonische Wirbel im Durchmesser von 100 km und weniger, im Gegensatz zu den Zyklonen der höheren Breiten, die meistens einen etwa zehnmal größeren Durchmesser besitzen. Außerdem sind schwere tropische Orkane mit Windstärke 12 verhältnismäßig selten. Es entstehen nach L. SCHUBART (1942) im Jahresdurchschnitt über den nordatlantischen Gewässern 8, den nordindischen 3, den südindischen 8, den westlichen nordpazifischen 12, den östlichen nordpazifischen 3 und den westlichen südpazifischen 5 starke tropische Wirbelstürme.

6. Passatstromregionen P_p

unterscheiden sich von den P_w -Regionen durch ihre anomale hohe Oberflächentemperatur, die, gepaart mit hoher Verdunstung, zur Labilisierung der unteren Luftschicht beiträgt; damit steigt die Niederschlagsbereitschaft. Wenn noch Steigungsregen an den Küsten hinzukommen, reichen die Niederschläge zur Entfaltung einer üppigen tropischen Vegetation auf den ozeanischen Inseln aus, wie beispielsweise in der polynesischen Inselwelt oder an den kontinentalen Küsten in Brasilien, südlich von Bahia oder in Nordost-Australien. Gerade in den beiden letzten Fällen werden die Rückwirkungen auf die Atmosphäre besonders eindrucksvoll, wenn man ihnen die Naturverhältnisse in den $P_{\bar{a}}$ -Regionen auf den Ostseiten der Ozeane gegenüberstellt. Dort liegen die Küstenwüsten der Namib in Südwestafrika und der Atacama in Nordchile annähernd in der gleichen geographischen Breite. Der hydrographische Aufbau gleicht im wesentlichen dem der P_w -Regionen, so daß auf die Hinweise der dort angeführten Beispiele in Abbildung 3 verwiesen sei.

7. Äquatorialstromregionen \bar{A} .

Jene Gebiete in den drei Ozeanen, in denen ständig oder zeitweise im Jahr die Äquatorialen Gegenströme auftreten, bezeichnen wir als Äquatorialstromregionen. Diese Gegenströme gehören zu den auffälligsten Gliedern der ozeanischen Oberflächenzirkulation. Sie sind als schmales Stromband, das fast stets die ganze Breite des einzelnen Ozeans in zonaler Richtung umfaßt, zu verfolgen und verlaufen im Gegensatz zu den westwärts setzenden Nord- und Südäquatorialströmen, in die sie eingebettet sind, nach Osten. Ihre Geschwindigkeiten gehören mit etwa 50 cm/sec im Mittel und über 150 cm/sec in den Extremen zu den höchsten Werten, die im offenen Ozean überhaupt auftreten.

Im Atlantischen und Pazifischen Ozean trifft man den Äquatorialen Gegenstrom in allen Jahreszeiten nördlich des Äquators an. Er unterliegt jahreszeitlichen Schwankungen und erreicht im Nordsommer die kräftigste Entfaltung. Das gilt besonders im Atlantischen Ozean, wo er im Nordwinter erst östlich von 24° W einsetzt, während er im Nordsommer bereits östlich von 50° W anzutreffen ist und fast die ganze Breite des Ozeans einnimmt. Am eindrucksvollsten ist das schmale Band des Gegenstromes im Pazifischen Ozean ausgebildet, wo man ihn im Nordsommer etwa zwischen 5 bis 9° N mit einer Breite von rund 500 km über eine Längserstreckung von 15 000 km von Mindanao im Westen bis in den Golf von Panama im Osten verfolgen kann. Im Nordwinter

liegt er etwa zwei Breitengrade südlicher. Im Indischen Ozean tritt der Gegenstrom als selbständige Erscheinung nur im Nordwinter auf und ist dann im Gegensatz zum Atlantischen und Pazifischen Ozean auf der Südhemisphäre anzutreffen. Im Nord-sommer zur Zeit des Südwestmonsuns wandert er auf die Nordhalbkugel und verschmilzt mit dem Südwestmonsunstrom.

Die Existenz der Gegenströme und ihre jahreszeitlichen Verschiebungen stehen in jedem Ozean in engem Zusammenhang mit dem oberflächennahen Windsystem. Äquatoriale Gegenströme und Kalmenzonen fallen stets zusammen, deshalb deckt sich auch die Äquatorialstromregion in Abbildung 1 weitgehend mit den Mallungen.

Im einzelnen sind die Auffassungen über die Entstehung der Äquatorialen Gegenströme geteilt. Nach R. B. MONTGOMERY und E. PALMÉN (1940) bedingen die Passatströmungen im Meere, die auf der Schubkraft der Winde beruhen, einen Anstau des Wassers an den Küsten auf den Westseiten der Ozeane. Durch seitlichen Austausch der Bewegungsgröße soll die benachbarte Kalmenzone in den Anstau mit einbezogen werden. Dem Oberflächengefälle von West nach Ost könnte der Tangentialdruck des Windes in der schwachwindigen Kalmenzone nicht die Waage halten. Unter der Voraussetzung, daß die ablenkende Kraft der Erdrotation in Äquatornähe als unwirksam angesehen werden kann, müßte nach dieser Auffassung eine Strömung entstehen, die dem Gefälle folgt und „bergab“ von West nach Ost fließt, also den Passatströmungen entgegengerichtet ist. Eine kontinentale Begrenzung auf den Westseiten der Ozeane wäre demnach eine notwendige Voraussetzung für die Existenz der Äquatorialen Gegenströme. Auf einer wasserbedeckten Erde könnten solche Ströme nicht auftreten.

Diese Erklärung gerät in Widerspruch mit Beobachtungen, besonders im Pazifischen Ozean. Gerade dort ist der Gegenstrom sehr eindrucksvoll entwickelt, obwohl die Begrenzung des Ozeans im Westen recht unvollkommen ist und große Durchlässe zum Indischen Ozean bestehen. Andere Forscher wie G. NEUMANN (1947), H. U. SVERDRUP (1947) und K. HIDAHA (1951) sind der Auffassung, daß die Äquatorialen Gegenströme ihre Energie aus den an Ort und Stelle aufgestauten Wassermassen entnehmen. Dieser Anstau wird durch die Eigenart der tropischen Windsysteme aufrechterhalten. Die Asymmetrie des Windfeldes in bezug auf den geographischen Äquator, die in den Ozeanen vorherrscht, bewirkt nämlich eine Konvergenz der Oberflächenströmung auf der äquatorialen und eine Divergenz auf der polaren Flanke der windschwachen Kalmenzone. Daraus folgt ein Oberflächengefälle in dieser Zone, das polwärts gerichtet ist. Unter der Mitwirkung der ablenkenden Kraft der Erdrotation, die nach dieser Auffassung in 5 bis 10° Breite nicht mehr zu vernachlässigen ist, bewirkt dieses Gefälle eine Strömung nach Osten, eben den Äquatorialen Gegenstrom. Nach dieser Erklärung wäre selbst ohne die kontinentale Begrenzung eines Ozeans im Westen, folglich auch auf einer wasserbedeckten Erde, ein Äquatorialer Gegenstrom vorhanden, sofern das planetarische Windsystem unsymmetrisch zum Äquator läge.

Legende zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 3)

Abbildung 3. Beispiel für Aufbau und Bewegung der Passatstromregion P_w und der Äquatorialstromregion \ddot{A}

Stromgeschwindigkeits-, Temperatur-, Salzgehalts-, Sauerstoff- und Phosphatverteilung sowie Verteilung der suspendierten Partikel auf einem Meridionalschnitt im Pazifischen Ozean auf 128° W auf Grund der Beobachtungen der „Albatross“ im Oktober 1947.

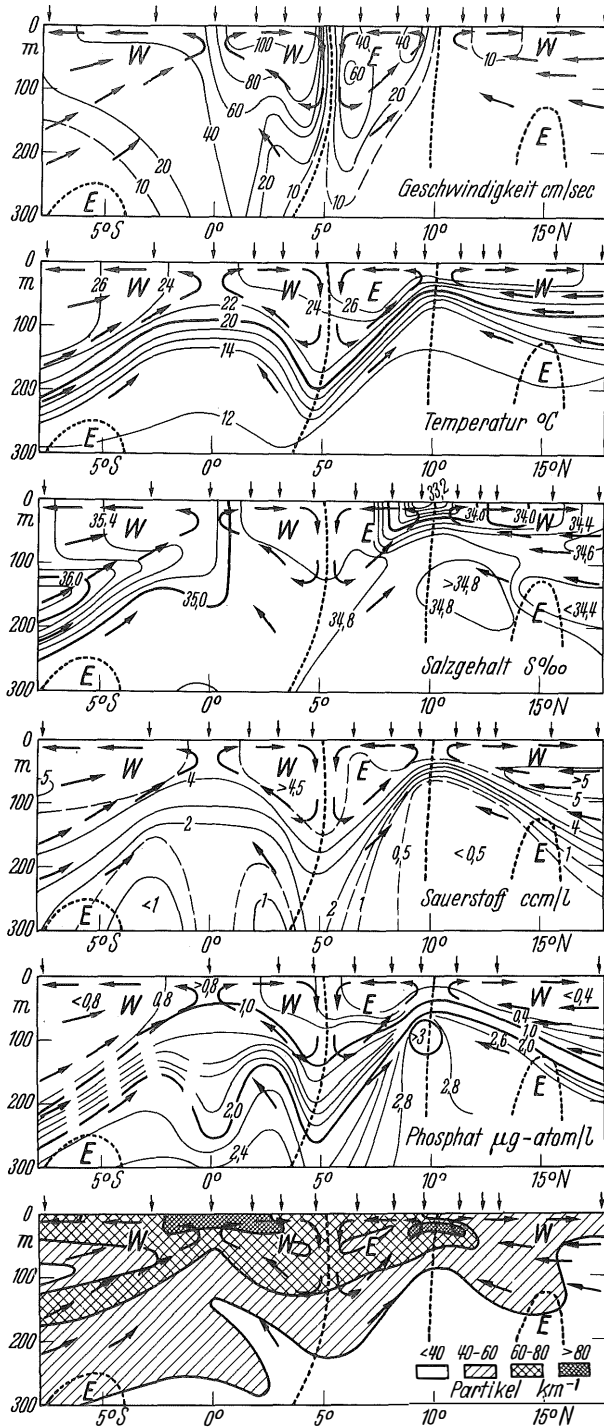
E, W: Hauptstromrichtung nach Osten bzw. Westen (senkrecht zum Schnitt), E: Äquatorialer Gegenstrom, W: Nord- und Südäquatorialstrom.

Lange Pfeile: Querkirkulation der Hauptströmungen

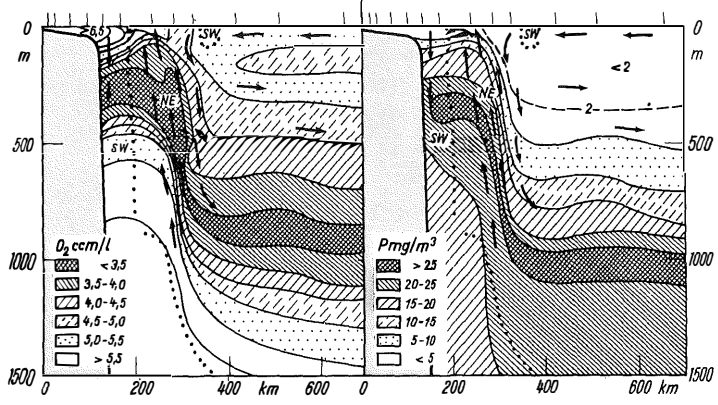
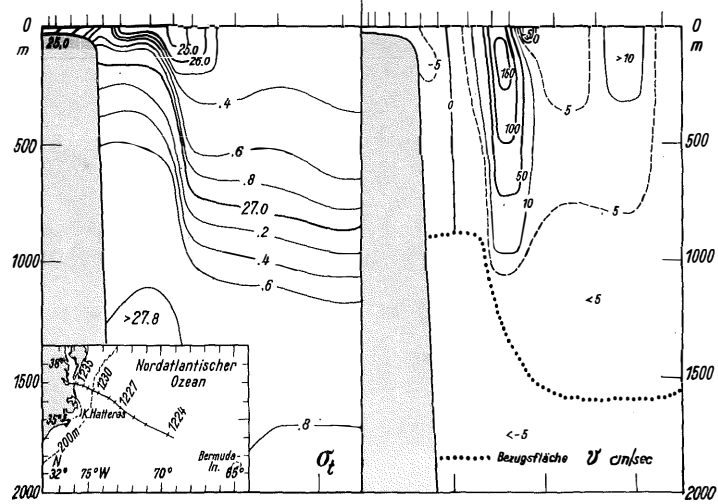
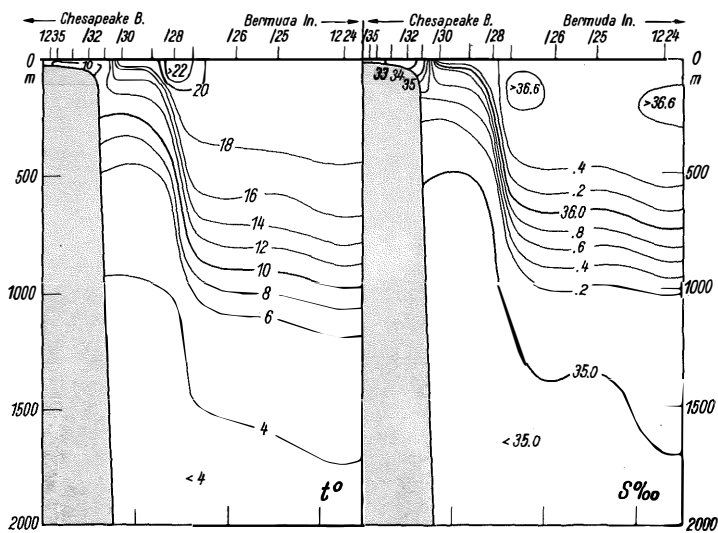
-----: Stromgrenzen

Pfeile am oberen Rand: Lage der ozeanographischen Stationen.

Übertiefung des Profils 300fach. Lage des Profils s. Abb. 1.



Tafel 3



Tafel 4

Zu dem stationären Stromfelde der äquatorialen Strömungen gehört nach der Margules'schen Grenzflächengleichung im geschichteten Ozean eine bestimmte Massenverteilung, deren typische Anordnung H. U. SVERDRUP (1932) an Hand eines Schnittes des Forschungsschiffes „Carnegie“ im Pazifischen Ozean zuerst erkannte und die A. DEFANT (1936) im Atlantischen Ozean bestätigt fand. Letzterer gelangte zusätzlich unter Berücksichtigung der Reibung zu dem Ergebnis, daß eine Quercirkulation, die aus einem Wirbel mit horizontaler Achse besteht, zu dem ganzen Stromsystem gehört. Im einzelnen kann man die typischen Zusammenhänge zwischen der Verteilung der hydrographischen Faktoren und dem Stromsystem an einem Querschnitt durch den Äquatorialen Gegenstrom in Abbildung 3 erkennen, der auf Grund der Beobachtungen der schwedischen „Albatross“-Expedition im Pazifischen Ozean entworfen wurde. Die Geschwindigkeitsverteilung, die N. G. JERLOV (1953) nach der dynamischen Methode berechnete, zeigt den ostwärts setzenden Gegenstrom mit Geschwindigkeiten bis 60 cm/sec inmitten der westwärts laufenden Nord- und Südäquatorialströme. Der gesamte Volumentransport des Gegenstromes beträgt in diesem Falle 36 Mill. cbm/sec gegenüber 25 und 43 Mill. cbm/sec in anderen „Albatross“- und „Carnegie“-Schnitten im Pazifischen Ozean. Unter Berücksichtigung der Reibung ergibt sich eine Quercirkulation, die aus vier Wirbeln mit horizontalen Achsen bestehen und die durch Pfeile angedeutet sind. Stromgrenzen, Richtungsangaben der Hauptströmungen und Richtungspfeile der zugehörigen Quercirkulation sind in die Darstellungen der Temperatur-, Salzgehalts-, Sauerstoff-, Phosphat und Partikelverteilung mit aufgenommen. Die dynamisch erzwungene Schiefstellung der Dichteschichtung deckt sich mit der Temperaturschichtung, so daß auf die Wiedergabe eines Dichteschnittes verzichtet werden konnte.

Die Divergenzzonen am Äquator und an der polaren Grenze des Gegenstromes, die notwendig zu dem ganzen Stromsystem gehören, sind mit bestimmten hydrographischen Erscheinungen verknüpft. Am Äquator entsteht auf diese Weise ein schmaler Streifen verhältnismäßig niedriger Oberflächentemperatur, den man selbst in den Karten langjähriger Monatsmittel wiederfindet, wie G. BÖHNECKE (1943) am Beispiel des äquatorialen Atlantischen Ozeans gezeigt hat. Im Pazifischen Ozean ist die auffallend niedrige Temperatur westlich der Galápagos-Inseln zu einem großen Teil eine Folge dieser äquatorialen Divergenz. Auch der Auftrieb an der polaren Flanke des Gegenstromes kann sich in einer auffallenden Erniedrigung der Oberflächentemperatur bemerkbar machen, wie es zeitweise an der Goldküste an der Nordflanke des atlantischen Äquatorialen Gegenstromes — hier Guineastrom genannt — der Fall ist.

Unter dem Einfluß des hohen Niederschlages in der Kalmenzone kommt ein begrenztes Gebiet mit starker Aussüßung des Oberflächenwassers zustande, wie es Abbildung 3 in einem typischen Fall zeigt. Die geringe Tiefenlage der Dichtesprungschicht, die hier den Charakter einer Sperrschicht annimmt, verhindert den vertikalen Austausch und trägt somit zur Verstärkung der Aussüßung bei.

Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 4)

Abbildung 4. Beispiel für Aufbau und Bewegung der Roßbreitenregion R und der Freistrahregion F Temperatur-, Salzgehalts-, Dichte-, Geschwindigkeits-, Sauerstoff- und Phosphatverteilung auf einem Querschnitt durch den Golfstrom und seine Umgebung auf Grund der Beobachtungen der „Atlantis“ vom 20. bis 23. April 1932.

NE, SW: Hauptstromrichtung nach Nordosten bzw. Südwesten (senkrecht zum Schnitt), NE: Golfstromrichtung.

Lange Pfeile: Quercirkulation der Hauptströmungen.

.....: Stromgrenzen.

Striche am oberen Rand: Lage der ozeanographischen Stationen.

Übertiefung des Profils 500fach. Lage des Profils s. Abb. 1.

Mit den aufsteigenden Wassermassen in den beiden Divergenzzonen gelangt Wasser, das zwar verhältnismäßig sauerstoffarm, aber zugleich sehr nährstoffreich ist, in Oberflächennähe. Sobald es die Lichtzone erreicht, kommt es zu einer reichen Planktonentwicklung. Dies drückt sich darin aus, daß hier der Partikelgehalt, wie ihn Abbildung 3 zeigt, seine absoluten Maxima aufweist, während er in der Konvergenzzone verhältnismäßig klein ist. Ebenso wie in den Auftriebsgebieten der östlichen Passatstromregionen weichen die äquatorialen Divergenzzonen durch ihre grüne Meerwasserfarbe und den Fischreichtum von den benachbarten kobaltblauen und „wüstenhaft“ armen Passatstromregionen ab. Diese typischen Gegensätze in der Planktonverteilung und im Nährstoffgehalt sind uns auch aus dem Südatlantischen Ozean durch die Untersuchungen von E. HENTSCHEL und H. WATTENBERG (1930) auf der „Meteor“-Expedition 1925 bis 1927 bekannt. Daß in den äquatorialen Divergenzzonen noch ungenutzte Möglichkeiten eines pelagischen Fischfanges liegen, haben die systematischen Untersuchungen des U. S. Fish and Wildlife Service 1950 bis 1952 in der Äquatorialstromregion des Pazifischen Ozeans, die T. CROMWELL (1953) ausführte, südlich der Hawaii-Inseln erwiesen, wo zum Beispiel die Thunfische besonders zahlreich in den Divergenzzonen, die ihnen offenbar als Futterplätze dienen, aufzutreten pflegen.

8. Monsunstromregionen M.

Der regelmäßige Richtungswechsel der Monsunwinde im Frühjahr und Herbst bewirkt eine Umkehr oder mindestens eine starke Richtungsänderung der Oberflächenströmungen. Diese zieht eine Umstellung in der Verteilung der hydrographischen Faktoren nach sich, wodurch die Monsunstromregionen ihren eigenartigen Charakter erhalten, der aber in den niederen Breiten etwas anders ist als in den mittleren Breiten. Deshalb unterscheiden wir die tropische Monsunstromregion M_T und die außertropische M_G . M_T hat nach Abbildung 1 ihr Hauptverbreitungsgebiet in den südasiatischen, M_G in den ostasiatischen Gewässern.

Von November bis März/April, wenn sich über dem asiatischen Kontinent unter der Wirkung der Auskühlung ein kräftiges atmosphärisches Hochdruckgebiet entwickelt und die Luft in Bodennähe nach außen abströmt, herrscht der Wintermonsun. Über dem Nordindischen Ozean tritt er unter der Wirkung der ablenkenden Kraft der Erdrotation als Nordostwind auf, über den hinterindischen Gewässern als Nordwind und über den ostasiatischen Randmeeren und dem angrenzenden offenen Pazifischen Ozean als Nord- bis Nordwestwind, in jedem Falle ist er ablandig vom asiatischen Kontinent aus gesehen. In dieser Zeit nehmen die hydrographischen Verhältnisse im Nordindischen Ozean den Charakter einer Passatstromregion an: das Oberflächenwasser strömt westwärts und wird auf seinem Wege nach Westen salzreicher, da die trockene Festlandluft des Nordost-Monsuns keine Niederschlagsbereitschaft zeigt und allein die Verdunstung auf den Wasserumsatz zwischen Ozean und Atmosphäre wirksam ist.

Von Mai bis September herrscht der Sommermonsun, der im Nordindischen Ozean als Südwest-Wind und in den ostasiatischen Gewässern als Süd- bis Südost-Wind ausgebildet ist, also jeweils eine auflandige Komponente zum asiatischen Kontinent besitzt

Eine besondere Stellung innerhalb der M_T -Region nimmt der Somalstrom im Nordsummer ein. Er entsteht als Gefällsstrom. Nämlich südlich des Äquators wird das Meeresniveau an der ostafrikanischen Küste durch den Anstau im Südost-Passat gehoben, nördlich davon im Südwest-Monsun aber gesenkt. Das Wasser folgt in Äquatornähe dem Gefälle und erst nördlich von etwa 8° N dreht die Strömung nach rechts in den Südwestmonsunstrom ab. Mit der Entfernung vom Äquator nimmt die dynamisch erzwungene Schiefstellung der Dichteschichtung zu, und zwar soweit, daß an der Küste von Somaliland eine Auftriebszone mit kaltem Wasser die Oberfläche erreicht. Temperaturen von 14 bis 15° wurden in Küstennähe beobachtet, während gleichzeitig

seewärts im Arabischen Meer Oberflächentemperaturen von über 25° herrschten. Diese Auftriebszone ist reich an Plankton, besitzt olivgrüne Meerwasserfarbe und ist wegen der niedrigen Wassertemperaturen, die im Sommer auftreten, frei von Riffkorallen. Die Ähnlichkeit mit den Naturverhältnissen in den Auftriebszonen in den $P_{\bar{A}}$ -Regionen ist offensichtlich. Sie bezieht sich auch auf die atmosphärischen Verhältnisse; denn zur Zeit des Südwest-Monsuns wird das Gebiet des Somalistroms häufig von Dunst und Nebel heimgesucht und ist deshalb seit jeher vom Seefahrer gefürchtet.

Die Umstellung von dem Winter- auf den Sommer-Monsunstrom, die im April/Mai und im Oktober erfolgt, ist in der ganzen M_T -Region, besonders im Golf von Bengalen, dem Andamanischen Meer und den hinterindischen Gewässern von weitreichenden Folgen. Gebietsweise breitet sich zur Zeit des Winter- (Nordost-) Monsunstromes das salzarme Oberflächenwasser des Golfs von Bengalen und des Andamanischen Meeres, das sich in der Regenzeit des Sommermonsuns bildet, westwärts in das Arabische Meer aus. Umgekehrt drängt der Südwest-Monsunstrom im Sommer das salzarme Oberflächenwasser in sein Herkunftsgebiet zurück, wo die hohen Niederschläge und Festlandsabflüsse zu einer starken Salzgehaltsabnahme beitragen. Das Endergebnis ist, daß die Monsunstromregion M_T , besonders im Golf von Bengalen, im Andamanischen Meer, in den hinterindischen Gewässern und im Südchinesischen Meer durch ungewöhnlich hohe Jahresamplituden des Salzgehaltes ausgezeichnet sind. Während diese im mittleren Nordatlantischen Ozean $0,1$ bis $0,2\text{‰}$ betragen, treten hier 1 bis 3‰ , im Golf von Martaban sogar noch mehr auf. Bei der hohen Empfindlichkeit, welche die marine Tier- und Pflanzenwelt gegen Salzgehaltsschwankungen zeigt, müssen diese Gebiete biologisch eine Sonderstellung einnehmen.

Wenn wir die M_T -Region in der Straße von Formosa in die M_G -Region übergehen lassen, so liegt der Grund darin, daß nördlich davon mit dem jahreszeitlichen Wechsel der Wind- und Stromverhältnisse eine starke thermische Umstellung im Wasser einhergeht. Sie ist allen ostasiatischen Randmeeren gemeinsam, nämlich dem Ostchinesischen und Gelben Meer, sowie dem Japanischen, Ochotskischen und Bering-Meer. Der ablandige Wintermonsun führt kalte asiatische Festlandluft auf das Meer hinaus, während der auflandige Sommermonsun warme ozeanische Luftmassen heranschafft. Unter diesen atmosphärischen Einflüssen besitzt die Oberflächentemperatur eine mittlere Jahreschwankung von über 10° , in den meisten Gebieten sogar über 15° , in den nordkoreanischen und mandchurischen Gewässern über 20° , teilweise sogar über 25° . Bereits Jahreschwankungen von 20° werden in keinem anderen Meeresgebiet der Erde erreicht.

Neben dieser Gemeinsamkeit machen sich selbstverständlich bei der verschiedenen Breitenlage der Randmeere in der M_G -Region Unterschiede in der Höhe der Temperatur bemerkbar. Im Japanischen, Ochotskischen und Bering-Meer sinkt alljährlich im Winter die Wassertemperatur bis auf den Gefrierpunkt. Es bildet sich das typische Eis der Nebenmeere. Selbst Wladiwostok in der geographischen Breite von Florenz ist im Winter nicht eisfrei. Weiter nordwärts werden die Eisverhältnisse schwieriger. Im Frühjahr und Sommer, wenn die ozeanischen, mit Wasserdampf gesättigten Luftmassen monsunartig über diese ausgekühlten Meeresgebiete hereinbrechen, bilden sich hartnäckige Seenebel. Eis im Winter und Nebel im Sommer, beides der Schrecken des Seefahrers, machen große Teile des Ochotskischen und Bering-Meeres zu höchst unwirtschaftlichen Seegebieten.

9. Roßbreitenregionen R.

Indem wir die Passatstromregion P dadurch definieren, daß in ihr das ganze Jahr ziemlich beständige bis sehr beständige westwärts setzende Strömungen herrschen und indem wir ferner die Westwinddrift-Region W abgrenzen, in der das ganze Jahr vorwiegend ostwärts verlaufende Strömungen auftreten, sondert sich ein Übergangsgebiet R von selbst ab (Abb. 1). In ihm bestehen zeitweise im Jahr Strömungen, welche Passat-

stromcharakter annehmen — es sind die dem Äquator zugewandten Teile der R-Region im Sommer — oder welche Westwindtriftcharakter besitzen. Dazu gehören die polwärtigen Teile der R-Region im Winter. Außerdem umfaßt die R-Region die gering und unbeständig strömenden Wassermassen im schwachwindigen subtropischen Hochdruckgebiet — die eigentlichen Roßbreiten.

Passatstrom und Westtrift umströmen die innere Roßbreitenregion im antizyklischen Sinne, was eine tiefreichende Ansammlung von leichtem Oberflächenwasser dynamisch im Kern des Stromwirbels erzwingt. Die Oberflächenströmungen, die im Kern des subtropischen Stromringes konvergieren, halten die Ansammlung des Oberflächenwassers aufrecht. Auf diese Weise kommt eine tiefreichende, homogene warme Deckschicht zustande, die zugleich salzreich ist, da der Überschuß der Verdunstung über den Niederschlag an der Oberfläche auf eine Salzanreicherung wirkt. Keine andere Region im offenen Weltmeer weist höhere Temperaturen und Salzgehalte in Tiefen zwischen 200 und 400 m auf als die fünf Roßbreitenregionen. Ihr Deckschichtwasser, das verhältnismäßig frischen Kontakt mit der Oberfläche besitzt, zeichnet sich durch hohen Sauerstoffgehalt aus. Diese Tatsache ist besonders auffallend, wenn man die schlechten Durchlüftungsverhältnisse in den Passatstromregionen zum Vergleich heranzieht. Als Ansammlung von Oberflächenwasser, in dem die Nährstoffe durch das Plankton verbraucht und durch den abgesunkenen Detritus in die Tiefe entführt sind, fallen die R-Regionen durch extreme Nährstoffarmut auf. In ihnen erreicht deshalb die Masse der lebenden Substanz ihre kleinsten Werte. Das absolute Minimum der organischen Produktion bestimmte E. STEEMANN-NIELSEN (1954) auf der dänischen „Galathea“-Expedition, die durch alle drei Ozeane führte, innerhalb der Sargasso-See, der zentralen R-Region des Nordatlantischen Ozeans. Gemessen an der Assimilation der Kohlensäure werden nur 48 mg organischer Kohlenstoff pro m² und Tag produziert. Demgegenüber beträgt das absolute Maximum der organischen Produktion im Meere, das im südwestafrikanischen Auftriebsgebiet bestimmt wurde, 3800 mgC/m² Tag. In den polwärtigen Teilen der R-Regionen, wo die Jahresschwankung der Oberflächentemperatur höhere Beträge annimmt und dadurch während der winterlichen Abkühlung eine tiefreichende thermische Konvektion ermöglicht, kommen Nährstoffe aus der Tiefe dem Oberflächenwasser zugute, was sich im Phosphatgehalt und zugleich im Gehalt an Plankton ausdrückt. Eine Vorstellung von dem hydrographischen Aufbau der R-Region, wie er sich in Temperatur, Salzgehalt, Dichte und horizontalen Strömungen äußert, vermittelt Abbildung 4. Sie wird vervollständigt durch die Sauerstoff- und Phosphatverteilung sowie die Angaben der Querkirkulation in der gleichen Abbildung. Es sei aber einschränkend darauf hingewiesen, daß in diesem Beispiele aus der Sargasso-See die Ansammlung des subtropischen Wassers besonders kräftig und tiefreichend ausgebildet ist, wie sie die anderen R-Regionen des Weltmeeres in dieser Deutlichkeit nicht aufweisen.

Die ausgesprochene Planktonarmut bringt es mit sich, daß die Roßbreitenregionen, und zwar besonders in ihren äquatorwärts gelegenen Teilen, durch extrem klares, durchsichtiges Wasser ausgezeichnet sind, das unbeeinflusst durch nennenswerte Trübung ein tiefes Kobaltblau als Meerwasserfarbe aufweist. Geringer Seegang, ferner die Tatsachen, daß diese Gebiete selten von Stürmen berührt werden sowie sehr gute Sichtverhältnisse, geringe Bewölkung, mäßige Niederschläge und gelinde Lufttemperaturen aufweisen, tragen außerdem dazu bei, daß dem Seefahrer diese R-Regionen auf ihren dem Äquator zugewandten Seiten, von der Natur in einem Maß begünstigt erscheinen, wie sonst kein anderes Gebiet im Weltmeer. Die ozeanischen Inseln, die in ihnen liegen, zwar wenige an der Zahl, sind wahre Gesundheitsborne, deren Naturschönheit darüber hinaus bei dem Besucher unvergeßliche Eindrücke hinterläßt. Die „Insulae Fortunatae“ (Glückselige Inseln), wie die Kanarischen Inseln schon bei den Römern hießen, ferner Madeira, die Bermuda-Inseln und die Hawaii-Inseln gehören hierzu. Die polwärtigen

Gebiete der R-Regionen, in denen zum Beispiel die Azoren liegen, genießen nur im Sommer die volle Gunst ihrer Lage; im Winter geraten sie in den Einflußbereich der veränderlichen, aber zeitweise kräftigen Westwinde, die ihnen starke Bewölkung und hohe Niederschläge bringen.

10. Freistrahregionen F

Bereits in den P_p-Regionen an den Westseiten der Ozeane bildet sich eine starke Gefällsströmung aus, die als Abfluß jener Wassermassen anzusehen ist, die durch die Schubkraft der Passatwinde in den P_w-Regionen westwärts in Bewegung gesetzt werden. Das Merkwürdige an diesen Strömungen ist, daß sie außerhalb der Passatwinde in den schwachwindigen Subtropen, wo also die äußere Energiezufuhr gering ist, sich nicht etwa fächerförmig ausbreiten, wie man es als Folge von Turbulenz und Austausch erwarten sollte, sondern im Gegenteil sich in einem schmalen, seitlich scharf begrenzten Strombande konzentrieren. Dies gilt auch dort, wo die Bodentopographie keinen Anlaß zur Düsenwirkung gibt.

Als Golfstrom und Kuroshio auf der Nordhalbkugel sowie als Brasilstrom, Ostaustralstrom und Agulhasstrom auf der Südhalbkugel, sind diese Abflußströmungen der Passatströme bekannt, die wir in den Freistrahregionen F zusammenfassen. Damit soll zum Ausdruck gebracht werden, daß es sich hierbei um strahlartige Strömungen mit hohen Geschwindigkeiten handelt, die inmitten wenig bewegten Wassers verlaufen.

Die fünf genannten Strömungen sind nicht gleich stark entwickelt. Die beiden nordhemisphärischen sind die bedeutendsten unter ihnen und erweckten seit jeher bei ihren vielfältigen Einwirkungen auf die Naturverhältnisse das besondere Interesse. Die neueren japanischen Untersuchungen des Kuroshio von Forschern wie K. HIDAHA (1951), M. UDA (1951), Y. SAITO (1952) und T. ICHYE (1954) haben erwiesen, daß sowohl die Großformen der ozeanischen Oberflächenzirkulation im Nordpazifischen Ozean im allgemeinen als auch die Feinstruktur des Stromaufbaus im Kuroshio im besonderen weitgehend mit den Erscheinungen im Golfstrom übereinstimmen. Wir wollen uns deshalb auf eine kurze Charakterisierung des letzten beschränken, der die typischen Erscheinungen einer Freistrahregion besonders deutlich zeigt. Von den übrigen drei F-Regionen, besonders im Brasil- und Ostaustralstrom, sind die Unterlagen noch zu spärlich, um einen expliziten Vergleich auszuführen.

Eine Vorstellung von dem charakteristischen hydrographischen Aufbau dieser F-Regionen vermittelt der Vertikalschnitt durch den Golfstrom in Abbildung 4, der auf einer Erweiterung früher gegebener Darstellungen (G. DIETRICH, 1937) beruht. Er stützt sich auf die Beobachtungen des amerikanischen Forschungsschiffes „Atlantis“ im Frühjahr 1932. Der Schnitt läßt erkennen, daß die hohen Geschwindigkeiten des Golfstromes von über 150 cm/sec mit einem Nebeneinander von Wassermassen verschiedener Dichte verknüpft sind, wie es die allgemeinen dynamischen Prinzipien erwarten lassen. In diesem Falle handelt es sich um kaltes, salzarmes Wasser auf der linken Flanke und um warmes, salzreiches Wasser auf der rechten Flanke. Die erste Wassermasse besitzt eine relativ hohe, die letzte eine relativ niedrige Dichte. An der Meeresoberfläche tritt dieses Nebeneinander im sogenannten Kalten Wall in Erscheinung.

Das Merkwürdige an diesen tiefreichenden Strömungen der F-Regionen ist weniger die riesige Wasserführung, die in diesem Beispiel des Golfstromes 55 Mill. m³/sec beträgt, was das 65fache des Zuflusses ausmacht, den das Weltmeer aus sämtlichen Festlandsflüssen erhält, als die Energiekonzentration in einem schmalen Stromband, dessen Breite meistens unter 50 km bleibt. Dieses Stromband bleibt über große Entfernungen erhalten, im Falle des Golfstromes sind es 3500 km von der Floridastraße bis südlich der Newfoundland-Bank. Die neuere Golfstromforschung (H. STOMMEL, 1948 und C. G. ROSSBY, 1951) hat diese Eigenart auf ein allgemeines dynamisches Prinzip zurückgeführt, nämlich

daß die Zunahme der ablenkenden Kraft der Erdrotation mit höherer geographischer Breite bei polwärts gerichteten Strömungen eine Energiekonzentration erzwingt.

Diese hohe Energiekonzentration in einem schmalen Bande wird durch eine Querkirkulation aufrechterhalten, die auf der rechten Flanke des Golfstroms leichtes, in diesem Falle warmes, salzreiches Wasser in Oberflächennähe von der Seite, auf der linken Flanke schweres, in diesem Falle kaltes, salzarmes Wasser aus der Tiefe zuführt. Diese Querkirkulation, die G. DIETRICH (1937) auf Grund des hydrographischen Aufbaus angab und die Abbildung 4 darstellt, konnte W. HANSEN (1952) aus hydrodynamischen Überlegungen bestätigen und als eine allgemeingültige Erscheinung in stationären, strahlartigen Strömungen im geschichteten Ozean nachweisen. Die Querkirkulation führt das nährstoffreiche Wasser auf der linken Flanke des Golfstromes aus der Tiefe bis in Oberflächennähe, was sich im Planktonreichtum ausdrückt und sich in der grünblauen Meerwasserfarbe dieses Randwassers, dem „Slope Water“ der Amerikaner, äußert. Diese Farbe steht im Gegensatz zu dem tiefen Blau auf der rechten Flanke des Golfstromes.

Eine Folge der Querkirkulation zur Hauptströmung ist es außerdem, daß die mitgeführten Wassermassen laufend seitwärts abgegeben und durch neue ersetzt werden. So führt zum Beispiel der Golfstrom bei Kap Hatteras nicht mehr tropisches Wasser der Passatstromregion, aus dem sich seine Energie ableitet, sondern subtropisches Wasser der Sargasso-See. Der Golfstrom enthält auch nicht nur warmes Wasser, sondern wie die Temperaturverteilung in Abbildung 4 im Vergleich mit dem Stromprofil erkennen läßt, auch kaltes Wasser. Dennoch sorgt er für einen erheblichen Wärmetransport, indem er subtropisches warmes Wasser laufend aufnimmt, ein Stück in höhere Breiten befördert und dann an das umgebende Wasser abgibt. Auf diese Weise entsteht an der Oberfläche der hohe positive Unterschied zwischen Wasser- und Lufttemperatur im Golfstromgebiet, der die Verdunstung besonders fördert. Ihre latente Verdampfungswärme bildet eine der Hauptenergiequellen der Atmosphäre über dem Nordatlantischen Ozean, die sich auf das Golfstromgebiet zwischen 30 bis 40°N konzentriert. Es ist kein Zufall, wenn in einem solchen Gebiet mit maximaler Energieabgabe des Ozeans die Hauptfrontalzone der Atmosphäre liegt, von der vor allem im Winter, wenn die Verdunstung ihr Maximum erreicht, sehr wetterwirksame Zykclone mit hohen Windgeschwindigkeiten ausgehen, die den Abtransport der Energie übernehmen. Es ist durch japanische Arbeiten erwiesen, daß der Kuroshio in der F-Region des Nordpazifischen Ozeans eine ähnliche Rolle für die Atmosphäre spielt

Bis in die Einzelheiten wiederholen sich die Hauptzüge des hydrographischen Aufbaus des Golfstromes in Abbildung 4 in anderen Zeitpunkten. Abweichungen, die beobachtet wurden, betreffen die geographische Lage des Hauptstrombandes und die darin auftretenden Stromgeschwindigkeiten. Zur Kenntnis dieser Schwankungen hat die neuere Golfstromforschung mehrere sehr bemerkenswerte Beobachtungen beigetragen. Teilweise erklären sie sich aus den Vorgängen in den Energiequellen, nämlich in den Passatwinden, teilweise aus der inneren Dynamik, die Strahlströmungen auf der Erde im geschichteten Wasser eigen ist. Zu den ersten gehören die Schwankungen im Jahresrhythmus. So ändert sich z. B. die mittlere Oberflächenstromgeschwindigkeit im Floridastrom, der Hauptwurzel des Golfstromes, von 105 cm/sec im Februar auf 140 cm/sec im Juli/August. Parallel dazu verlaufen Schwankungen der Wasserstands Differenz, die nach Pegelaufzeichnungen von beiden Flanken des Floridastromes 20 cm betragen. Somit ist es heute auf einfache Weise möglich, den Floridastrom an Hand von Wasserstands aufzeichnungen zu überwachen und Unregelmäßigkeiten in seinem Verhalten zu erkennen.

Derartige unregelmäßige Pulsationen stellte H. STOMMEL (1954) fest, wonach sich der Wassertransport durch die Floridastraße in wenigen Tagen verdoppeln kann. Die Ursachen hierfür sind zur Zeit noch ungeklärt. Diese Pulsationen können möglicherweise nach ihrer Fortpflanzung zu dem auffälligen Verhalten des Golfstromes nordöstlich

von Kap Hatteras beitragen. Das schmale Stromband, wie es in Abbildung 4 erkennbar ist, führt dort nämlich horizontale Schwingungen aus, die im Gebiet, das die Abbildung erfaßt, Schwingungsweiten von 150 km erreichen, wie es G. DIETRICH (1937) zeigte. Darüber hinaus haben wiederholte synoptische Aufnahmen des hydrographischen Aufbaus, die mit sechs amerikanischen und kanadischen Schiffen im Jahre 1950 ausgeführt wurden, gezeigt, daß man dieses horizontale Schwingen des Hauptstromstriches als Teilerscheinung eines mäandrierenden Verlaufes des Golfstromes ansehen kann. Der schlängelnde Verlauf des Golfstromes erinnert äußerlich an die Mäander von Festlandsflüssen. Allerdings sind diese Mäander nicht ortsfest, sondern wandern in der Hauptrichtung der Strömung, und zwar mit etwa 11 sm/Tag, was einem Zehntel der Stromgeschwindigkeit entspricht. Die Mäander können sich bis zur vollständigen Ablösung von Stromwirbeln ausweiten, wie es die Bearbeitung der synoptischen Beobachtungen von F. C. FUGLISTER und L. V. WORTHINGTON (1951) zeigt. Diese Erscheinungen sind nicht mehr aus den Vorgängen in den Energiequellen des Golfstromes zu verstehen, sondern werden aus der oben erwähnten Dynamik, die Strahlströmungen auf der Erde im geschichteten Wasser eigen ist, erklärt.

Östlich der Neufundland-Bank zersplittert das schmale Stromband in mehrere Zweige. Hier lassen wir die F-Region in die Westwindtriftregion W übergehen.

11. Westwindtrift-Regionen W_A und W_P

Sie zeichnen sich dadurch aus, daß das ganze Jahr veränderliche Oberflächenströmungen herrschen, die vorwiegend ostwärts setzen. Im Nordatlantischen und Nordpazifischen Ozean sind die Verhältnisse unter dem Einfluß der Kontinente sowie des Golfstrom- und Kuroshiosystems komplizierter als auf der Südhemisphäre, wo wir es nur mit einer einzigen zirkumpolaren W-Region zu tun haben. Auswirkungen der Freistrahlenregionen F beschränken sich dort auf den südwestlichen Indischen Ozean im Bereich der Ausläufer des Agulhasstromes. Stärkere Einwirkungen der festländischen Hindernisse auf den Stromverlauf treten nur in den südlichen südamerikanischen Gewässern auf. Kap Hoorn- und Falklandstrom sind eine Folge davon. Als polare Grenze der W-Region haben wir eine Eisgrenze gewählt, nämlich die Grenzzone, in der im Winter ständig oder sehr häufig Eis der Polarmeere auftritt. Um keine falsche Stromvorstellung entstehen zu lassen, sei hinzugefügt, daß auch die polwärts anschließende äußere Polarregion vorwiegend Ostströmungen aufweist. Die äquatoriale Grenze der W-Region fällt auf der Südhemisphäre angenähert mit der subtropischen Grenze zusammen, an der sich die subtropischen warmen Wassermassen mit den zirkumpolaren kühlen zusammenschließen und die in der Verteilung der Oberflächentemperatur als schmale Zone mit starker meridionaler Temperaturänderung erkennbar ist. Die äquatoriale Begrenzung der W-Region auf der Nordhemisphäre tritt in thermischer Hinsicht nicht hervor.

Den Luftströmungen über den W-Regionen haftet eine ähnliche Veränderlichkeit an wie den Stromversetzungen. Überhaupt spielen die maritim-meteorologischen Verhältnisse, die sich durch eine große Wechselhaftigkeit auszeichnen, in diesen W-Regionen eine wesentliche Rolle. Mit den ostwärts wandernden Zyklonen schwanken nämlich Richtung und Stärke des Windes. Im Winter, wenn die Zyklonen besonders stark ausgebildet sind, bringen sie auf jeder Hemisphäre im Bereich ihrer Zugbahnen eine große Sturmhäufigkeit. Die „brüllenden Vierziger“ (roaring forties) auf der Südhemisphäre zwischen 40 bis 50° S mit einer mittleren Windstärke von sechs Beaufort sowie die Sturmzonen im Nordpazifischen und Nordatlantischen Ozean in 40 bis 50° N gehören hierzu. Die letzten, in denen im Winter mehr als 25% aller Windbeobachtungen Stärke acht und mehr angeben, liegen mitten auf dem Hauptschiffahrtswege vom Westausgang des Englischen Kanals nach New York, und zwar in 40 bis 45° N und 35 bis 45° W. Die

Dünungswellen, die aus diesen Sturmgebieten herauslaufen, sind es vor allem, die an den Westküsten der Kontinente die großen Brandungswellen erzeugen.

Niederschlag tritt in den W-Regionen in allen Jahreszeiten auf; im Herbst und Winter mehr und häufiger als im Frühjahr und Sommer. Seine Ergiebigkeit überwiegt die der Verdunstung, so daß der Oberflächensalzgehalt herabgesetzt wird, wie es die zonalen Mittelwerte des Weltmeeres von G. WüST (1954) auf beiden Hemisphären deutlich zeigen.

Innerhalb der W-Regionen verläuft die ozeanische Polarfront. Sie deckt sich auf der Südhemisphäre mit der Zone der stärksten westlichen Winde. Als Konvergenz der wind-erzeugten Oberflächenströmungen tritt sie im hydrographischen Aufbau der oberflächennahen Wasserschichten besonders in Erscheinung. Sie scheidet die Kalt- von der Warmwassersphäre an der Oberfläche. An ihr sammelt sich ferner salzarmes Wasser an, das mit der allgemeinen Absinkbewegung das subpolare Zwischenwasser der Tiefenzirkulation speist. An ihr findet im allgemeinen auch die Ausbreitung des Eises der Polar-meere ihre äquatoriale Grenze. Diese verschiedenartigen Beobachtungstatsachen sprechen dafür, daß es zweckmäßig ist, die W-Region zu unterteilen, und zwar in eine $W_{\bar{A}}$ -Region (Westwindtriftregion äquatorwärts der Polarfront) und eine W_P -Region (polwärts der ozeanischen Polarfront).

Einen Einblick in Aufbau und Zirkulation der oberflächennahen Schichten dieser $W_{\bar{A}}$ - und W_P -Regionen auf der Südhemisphäre, und zwar unter Einschluß der noch zu erwähnenden Polarregion B vermittelt Abbildung 5. Sie gibt auf einem Schnitt, der von dem englischen Forschungsschiff „Discovery II“ ausgeführt wurde und dessen geographische Lage aus Abbildung 1 ersichtlich ist, die typischen sommerlichen Verhältnisse in den obersten 300 m wieder, wie man sie, abgesehen von der Bouvet-Divergenz und der westwärts in die Wedell-See setzenden Strömung zwischen 62 bis 65°S, in ähnlicher Form im Indischen und Pazifischen Ozean wiederfindet. Nördlich der Bouvet-Divergenz gehören die Gebiete der W-Region an, und zwar zwischen der Bouvet-Divergenz (BD) und der Antarktischen Konvergenz (AK) der W_P -Region, nordwärts davon der $W_{\bar{A}}$ -Region. Das Gebiet südlich der Bouvet-Divergenz liegt innerhalb der Polarregion B. Die Absinkbewegung an der Antarktischen Konvergenz führt, wie Abbildung 5 zeigt, kaltes, salzarmes und dabei sauerstoffreiches Wasser in die Tiefe. Sie bildet die Nordgrenze des silikatreichen Wassers und ist zugleich die Nordgrenze der Diatomeen, die zum Aufbau ihres Kieselpanzers des Silikats bedürfen. Deshalb projiziert sich die Antarktische Konvergenz an der Oberfläche als Nordgrenze des Diatomeenschlammes auf den Meeresboden. In den höheren Breiten der $W_{\bar{A}}$ -Region und zugleich in der polwärts anschließenden äußeren Polarregion tragen Divergenzerscheinungen an der Oberfläche zum Aufsteigen des Wassers aus der Tiefe bei, die sich in dem verhältnismäßig warmen, salzreichen, sauerstoffarmen und silikatreichen Wasser in Abbildung 5 zu erkennen geben. Erst nahe am antarktischen Festland unterbrechen absinkende Wassermassen diese Vorgänge.

Legende zu der nebenstehenden Abbildung (Tafel 5)

Abbildung 5. Beispiel für Aufbau und Bewegung der Westwindtriftregionen $W_{\bar{A}}$ und W_P und der Polarregionen $B_{\bar{A}}$ und B_P

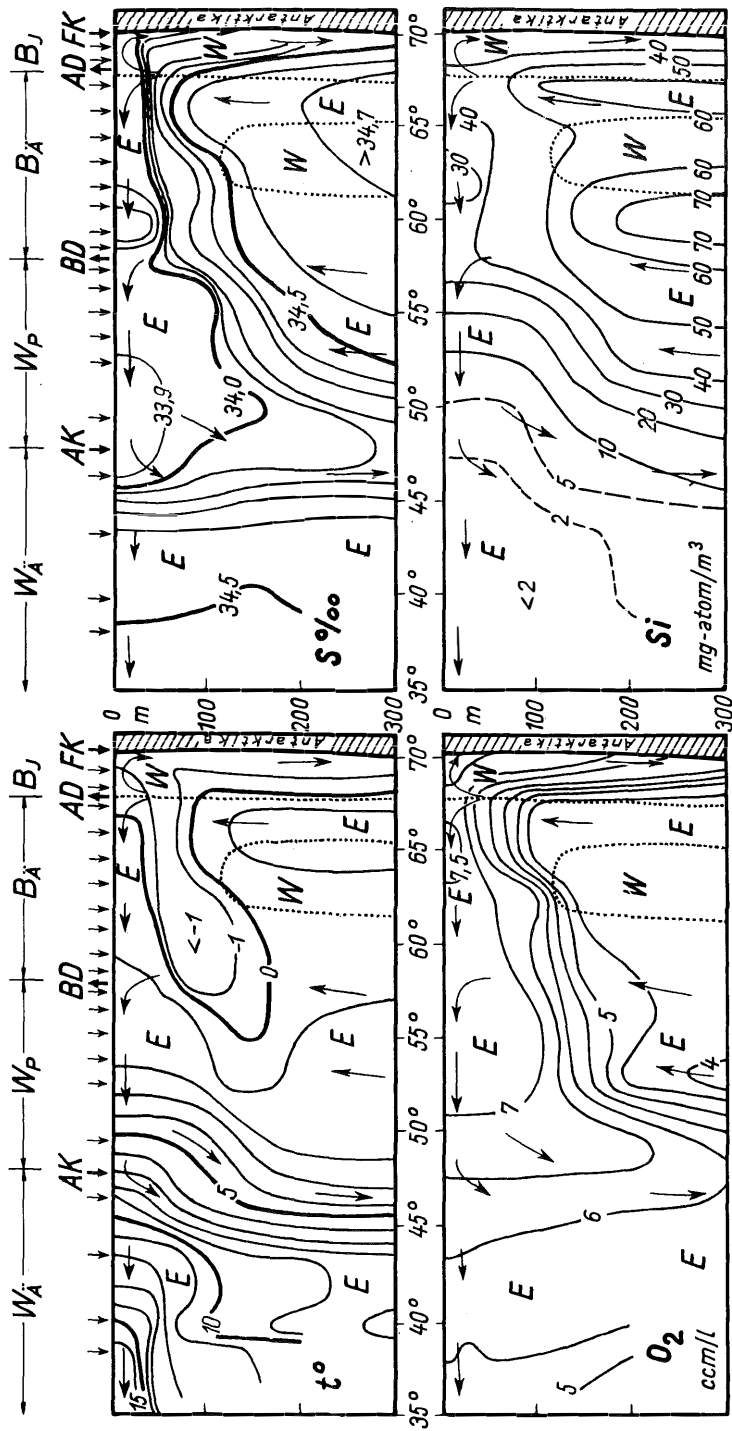
Temperatur-, Salzgehalts-, Sauerstoff- und Silikatverteilung auf einem Meridionalschnitt im Südatlantischen Ozean auf 1° E auf Grund der Beobachtungen der „Discovery II“ im Februar-März 1939. E, W: Hauptstromrichtung nach Osten bzw. Westen (senkrecht zum Schnitt). E: Westwindtrift, W: Polarstrom.

Lange Pfeile: Querkirkulation der Hauptströmungen.

.....: Stromgrenzen.

Pfeile am oberen Rand: Lage der ozeanographischen Stationen.

Übertiefung des Profils 500fach. Lage des Profils s. Abb. 1.



Tafel 5

Auf der Nordhalbkugel werden die Ausläufer des Golfstromes und des Kuroshios in die W_A -Region mit einbezogen. In beiden Fällen haben aber der Nordostatlantische und der Nordpazifische Strom den Charakter einer Strahlströmung eingeübt, den die Wasserbewegungen in der F-Region besaßen. Diese Aufsplitterung konnte G. Wüst (1940) auf Grund der Beobachtungen der deutschen und norwegischen Forschungsschiffe „Altair“ und „Armauer Hansen“ im Nordostatlantischen Strom nachweisen.

Teile dieser Stromzweige nähern sich dem europäischen Festlandssockel, wobei sie selbstverständlich unter dem Einfluß des Hindernisses ihre vorherrschende Ostrichtung einbüßen. Entsprechendes gilt für den Nordostpazifischen Ozean. Sie entsenden nicht nur Abzweigungen nach Norden als Norwegischer und Alaska-Strom oder nach Süden als Portugal- und Kalifornischer Strom, sie treten auch zum Teil auf den Schelf des Festlandssockels über, wie zum Beispiel in die Irische See, in den Englischen Kanal und in die Nordsee.

Wenn auch im Nordatlantischen und Nordpazifischen Ozean ausgedehnte Divergenzzonen fehlen, wie sie im Südpolarmeer auftreten, in denen nährstoffreiches Tiefenwasser an die Oberfläche gelangt, so ist dennoch eine tiefreichende Durchmischung vorhanden. Das gilt besonders im Winter, wenn sich die Oberflächentemperatur bei dem starken jährlichen Gang erniedrigt und dadurch eine tiefreichende thermische Konvektion ermöglicht wird, die nährstoffreiches Wasser der Oberfläche zuführt. Ganz besonders wirksam ist die vertikale Vermischung im Bereich der ozeanischen Polarfront der Nordhalbkugel, wie es H. WATTENBERG (1930) am Beispiel der Irminger See in der Grenzzone zwischen Ostgrönland- und Irmingerstrom nachgewiesen hat. Zyklonische Wirbel, die bevorzugt an der Polarfront auftreten, sind nämlich mit einem dynamisch erzwungenen Auftrieb im Wirbelkern verknüpft. Ähnliche Verhältnisse liegen an der Neufundland-Bank im Grenzgebiet zwischen Labrador- und Golfstrom vor oder im Pazifischen Ozean an der Polarfront zwischen Oyashio und Kuroshio. Dieser hohe Nährstoffgehalt gibt dem Plankton Gelegenheit, sich in einem Reichtum zu entfalten, wie er im offenen Weltmeer sonst nur noch in den höheren Südbreiten in der W_P -Region und der äußeren Polarregion B_A auftritt.

Auf dem Plankton als Ernährungsgrundlage baut sich das Leben der Nutzfische auf, deren eigenartige Massenentfaltung charakteristisch für die W-Regionen ist, und zwar besonders auf den Schelfen. Teils bietet dort der Meeresboden weitere Nahrung, teils dient er als Laichplatz. Die Neufundland-Bank, die Bänke westlich von Grönland, um Island und um die Färöer sowie der Schelf auf dem europäischen Festlandssockel wurden aus diesen Gründen zu den Hauptfangplätzen der Hochseefischerei. Ein Studium der ozeanographischen Verhältnisse dieser Gebiete kann zugleich zu einem Studium der Umweltbedingungen der Fische ausgenutzt werden. Darin liegt die große Bedeutung der Ozeanographie für die Fischerei, und zwar sowohl bei der Erschließung neuer Fanggründe wie zum Verständnis des Fischbestandes und seiner Veränderungen in den befischten Gebieten. Aus dieser Erkenntnis heraus gehören die Randgebiete des Nordostatlantischen Ozeans seit dem Aufblühen der Ozeanographie gegen Ende des letzten Jahrhunderts zu den bevorzugten Arbeitsgebieten der europäischen Meeresforschung.

Aber die Bemühungen, welche die Ozeanographie bei der Erforschung der W-Regionen aufgewendet hat, sind, gemessen an der Ausdehnung dieser Meeresräume und den besonders komplizierten Verhältnissen in ihnen, verhältnismäßig bescheiden. Nicht nur die Stromverhältnisse erweisen sich als kompliziert; das gleiche gilt für die Verteilung der hydrographischen Faktoren. Dazu treten starke Veränderungen des hydrographischen Aufbaues und der Bewegungen, die teils witterungsmäßig bedingt sind, teils im Jahresrhythmus erfolgen und auch langjährig vor sich gehen, wie es gerade von längeren Beobachtungsreihen aus dem Nordatlantischen Ozean bekannt ist. Hinzu kommen Unregelmäßigkeiten im weiträumigen horizontalen Austausch, wie er sich in großen,

aber im einzelnen schwer erfaßbaren Wirbeln vollzieht, in deren Bildungsgesetze erst die neueren Golfstromuntersuchungen einige Klärung gebracht haben.

Eine weitere Vertiefung unserer Vorstellungen speziell von der nordatlantischen und nordpazifischen W-Region ist von den ozeanographisch-meteorologischen Beobachtungen der 14 Wetterschiffe zu erwarten, die seit einigen Jahren für die Sicherung des transozeanischen Luftverkehrs an verschiedenen Punkten dieser Meeresgebiete stationiert sind. Der Weg künftiger Erforschung dieser W-Regionen ist vorgezeichnet, indem der hydrographische Aufbau und die Bewegungsvorgänge von mehreren Forschungsschiffen zusammen mit den Wetterschiffen synoptisch aufzunehmen wären. Dies bedeutet aber eine Aufgabe, die nur durch enge internationale Zusammenarbeit lösbar erscheint.

12. Polarregionen B_I und $B_{\bar{A}}$.

Dort, wo das Eis zum ozeanographischen Faktor ersten Ranges wird mit seinen weitreichenden Folgen für die Atmosphäre und die Lebensbedingungen der pflanzlichen und tierischen Lebewelt im Meere sowie seinen einschneidenden Auswirkungen auf die Schifffahrt und die Nutzung durch die Fischerei, erscheint es geboten, von dem bisherigen Einteilungsprinzip, das auf den Meeresströmungen fußt, abzuweichen. Als Polarregion B bezeichnen wir das Gebiet, das ständig oder zeitweise im Jahr vom Eis der Polarmeere eingenommen wird. Die zahlreichen Nebenmeere in den höheren Breiten der Nordhalbkugel, die zwar regelmäßig im Winter eine Eisdecke tragen, wie das Hudson-Meer, der St. Lorenz-Golf, der Bottnische Meerbusen, das Weiße Meer, das Asowsche Meer und das nördliche Ochotskische und Bering-Meer, können wir mit gutem Grund aus dieser Region ausschließen, da ihr Vereisungscharakter wesentlich von dem der Polarmeere abweicht.

Innerhalb der beiden Polarregionen begegnet man mannigfaltigen Unterschieden, die eine weitere Unterteilung nahelegen. Wir beschränken uns in diesem großräumigen Überblick auf zwei, die wissenschaftlich sowie praktisch im Hinblick auf Schifffahrt und Fischerei bedeutsam sind: 1. Die innere Polarregion B_I als das Gebiet des ewigen Eises. 2. Die äußere Polarregion $B_{\bar{A}}$, in der man im Polarwinter Eis der Polarmeere mit mehr als 50% Wahrscheinlichkeit antrifft.

Die innere Polarregion B_I umfaßt im Nordpolargebiet das tiefe Nordpolarbecken und den Nordteil der Kanadischen Straßensee sowie im Südpolargebiet einen schmalen Gürtel, der sich um das antarktische Schelfeis legt. Der Ausdruck „ewig“ bezieht sich nur auf den Zustand, nicht aber auf den Stoff; denn die Region ist zwar stets mit Eis bedeckt, aber das Eis selbst ist ständig in Bewegung und verläßt die Region mit den Meeresströmungen. Neubildung von Eis ersetzt die fortgesetzten Verluste. Nur im Winter ist die Eisdecke lückenlos geschlossen, ihre Dicke beträgt dann in der Nordpolarregion etwa 3,5 m. Im Sommer nimmt die Dicke auf etwa 2,5 m ab, außerdem bilden sich Rinnen und Waken von offenem Wasser.

Ein wesentlicher Unterschied besteht zwischen den inneren Polarregionen der beiden Hemisphären. Die nördliche ist nämlich frei von Eisbergen, da keine Gletschergebiete die Region berühren. Sie steht ausschließlich unter der Herrschaft des Packeises, das die randlichen Zonen der Region durch starke Eispressungen heimsucht. Dort türmen sich die Packeisschollen zu unwegsamen Hügeln mit dazwischenliegenden Rinnen und Waken. Dem Flieger machen sie eine unvorbereitete Landung unmöglich, dem Seefahrer gefährden sie sein Schiff in Eispressungen und dem Schlittenreisenden erschweren sie das Vorwärtskommen. Demgegenüber sind die zentralen Teile der inneren Polarregion durch verhältnismäßig ebene, große Packeisflächen ausgezeichnet, die wenig von aufgetürmten Eispressungen unterbrochen werden. So konnten z.B. die schwer beladenen Flugzeuge der russischen treibende Polarstationen — angefangen von der ersten, der

Papanin-Expedition 1937 bis zur Gegenwart, der Polarstation Nr. 4, wie es C. J. WEBSTER (1954) beschreibt, ohne Vorbereitung landen.

Im Gegensatz zur Nordhalbkugel ist die innere Polarregion der Südhalbkugel von Eisbergen durchsetzt, die zu einem kleinen Teil aus Gletschereis, überwiegend aber aus Schelfeis bestehen, das in riesigen tafelförmigen Eisbergen auftritt. Packeis und Eisberge treiben mit dem Polarstrom westwärts und mit dem Weddelstrom und der Westwindtrift ostwärts.

Nur an der Westseite von Graham-Land und in der Ross-See liegen die Küsten von Antarktika außerhalb der inneren Polarregion und werden alljährlich im Polarsommer eisfrei. Allerdings blockiert ein Packeisgürtel den Eingang zur Ross-See, der erst überwunden werden muß, bevor man in die offene Ross-See gelangt. Zu beachten ist ferner, daß in Abbildung 1 nur die mittlere Grenze der inneren Polarregion angegeben ist, um welche die aktuelle Grenze von Jahr zu Jahr erheblich schwankt. In der Weddel-See verschiebt sie sich in eisreichen Jahren bis 300 sm gegenüber der Lage in eisarmen Jahren.

Unter dem Eise steigert sich infolge der Abkühlung des Wassers und der Salzgehaltserhöhung beim Gefrieren die Dichte soweit, daß eine tiefreichende Absinkbewegung zustande kommt. Auf dem hydrographischen Schnitt in Abbildung 5 ist sie am antarktischen Kontinent deutlich ausgeprägt. In einzelnen Gebieten erreicht dieses absinkende Wasser den Tiefseeboden und ist dort als antarktisches Bodenwasser zu verfolgen.

Um die innere schließt sich die äußere Polarregion B_A , die regelmäßig im Winter der jeweiligen Hemisphäre von einer Packeisdecke eingenommen wird. Auch in anderen Jahreszeiten tritt Packeis auf, das aber nicht innerhalb der Region entsteht, sondern als Fremdeis mit den Meeresströmungen der inneren Polarregion entammt und in aufgelockerten Treibeisfeldern der Abschmelzung entgegengeht. In der Abgrenzung der Region drückt sich der entscheidende Einfluß der Meeresströmungen aus. Mit dem kalten Ostgrönland- und Labradorstrom stößt das polare Packeis weit nach Süden vor und erreicht auf der Neufundland-Bank in 46° N die geographische Breite von Venedig. Im Gegensatz dazu halten die Ausläufer des warmen Golfstromsystems die Ostseite des Europäischen Nordmeeres bis Westspitzbergen in 79° N und die südliche Barents-See das ganze Jahr eisfrei. Unregelmäßigkeiten in der seitlichen Verwirbelung der kalten und warmen Wassermassen bedingen aber nicht nur kleinräumige Einbuchtungen in der Begrenzung der Region, die in Abbildung 1 nicht zur Darstellung kommen können, sondern sie bewirken auch zeitliche Schwankungen der Begrenzung.

Innerhalb der äußeren Polarregion treten Unterschiede auf, die erstens davon abhängen, in welchem Umfange sich zu dem Treib-Packeis Eisberge vom randlichen Festlande gesellen und zweitens inwieweit sich die Einflüsse des Flachwassers bemerkbar machen. Den Typus des rein ozeanischen Treib-Packeises trifft man im Nordpolarmeer und im Europäischen Nordmeer außerhalb der Schelfmeere an. Der Typus des Treib-Packeises durchsetzt mit Eisbergen, die Talgletschern entstammen, beherrscht dagegen das Gebiet westlich von Grönland und die westliche Labrador-See sowie die äußere Polarregion der Südhemisphäre. Im letzten Fall überwiegen tafelförmige Eisberge, die sich vom antarktischen Schelfeis gelöst haben. Ein dritter Typus, der auf das Nordpolargebiet beschränkt ist, umfaßt die nordsibirischen Randmeere und die Kanadische Straßensee. Dort treten die beständigen ozeanischen Strömungen zurück gegenüber den örtlich verschiedenen Gezeitenströmen. Mit diesen wird das Treib-Packeis hin und her geschoben und mit den wechselnden Windverhältnissen aufgelockert oder zusammengepreßt, wobei die einengenden Inselgruppen heftige Eispressungen und im Winter die Bildung von unbeweglichem Festeis begünstigen. Der Seefahrer ist unter diesen natürlichen Verhältnissen der Randmeere in hohem Maße gefährdet. Gerät sein Schiff einmal in die Eisumklammerung, dann besteht bei dem Mangel an einer regelmäßigen Verfriftung mit der Strömung unbestimmte Aussicht, daß es sich mit eigener Kraft be-

freit. Im Gegenteil, es wächst die Gefahr für das Schiff, der Gewalt der Eispressungen zu erliegen. Die großen Tragödien der Polarforschung vollzogen sich in diesen Gebieten und sind eine schwer erkaufte Lehre für die Navigation unter den besonders harten Bedingungen der Randmeere der äußeren Polarregion. Hier erlagen z.B. die englische John-Franklin-Expedition 1848 mit den beiden Schiffen „Erebus“ und „Terror“ in der Kanadischen Straßensee, die österreichische Polar-Expedition von PAYER und WEY-PRECHT auf der „Tegethoff“ 1874 bei Franz-Josef-Land und die amerikanische „Jeanette-Expedition 1884 bei den Neusibirischen Inseln. In Rußland hat man bei der Erschließung des Nordsibirischen Seeweges in den letzten Jahrzehnten die Konsequenzen aus dieser Lehre gezogen und einen sorgfältigen Eisüberwachungsdienst eingerichtet. Auf diese Weise ist eine kurze Schifffahrtssaison im August und September möglich, die das Gebiet von der Barents-See bis zur Bering-Straße umfaßt. Mit Hilfe der russischen Eisberatung und Eisbrecherunterstützung gelang es dem deutschen Hilfskreuzer „Komet“ im Jahre 1940, diese Nordostpassage, zu deren erster Bezwingung A. E. NORDENSKIÖLD mit der „Vega“ noch knapp zwei Jahre — 1878 bis 1880 — benötigte, in der Rekordzeit von 14 Tagen zu bewältigen.

Die hydrographischen Verhältnisse der $B_{\bar{A}}$ -Region unterscheiden sich im Sommer nicht wesentlich von denen der W_F -Region. Das gilt besonders für die Südhemisphäre, wo veränderliche, vorwiegend östliche Strömungen den zwei Regionen gemeinsam sind. Die beiden Divergenzzonen, die in Abbildung 5 als BD und AD hervorgehoben sind, bieten besonders günstige Entwicklungsbedingungen für das Plankton, auf die in der Nahrungskette der „Krill“ fußt, von dem sich die Blau- und Finnwale ernähren. Diese Zusammenhänge erklären es, daß die beiden Divergenzzonen im Sommer zu den Hauptweideplätzen der Wale gehören und damit zugleich zu den Hauptfangplätzen des antarktischen Walfanges wurden.

13. Schelfmeere.

Sämtliche Schelfmeere mit Tiefen von 0 bis 200 m, zu denen auch unsere heimischen Gewässer der Nord- und Ostsee gehören, nehmen 7,8% der Fläche und nur 0,2% des Volumens des Weltmeeres ein. Wenn sie infolge dieser Ausdehnung in die ozeanischen Regionen der Abbildung 1 mit einbezogen sind, so gilt das nur unter Einschränkungen. Das Wasser dieser randlichen Meere entstammt zwar dem angrenzenden offenen Ozean, wobei seine Erneuerung von der Größe und Tiefe des Zuganges entscheidend abhängt, aber die besonderen Bedingungen des Wärme- und Wasserumsatzes im Meere in Kontinentnähe sowie die örtlich verschiedenen Gezeitenströme auf flachem Wasser beeinflussen die hydrographischen Verhältnisse sehr wesentlich. Teils begünstigen sie eine Steigerung, teils eine Herabsetzung der Stabilität der Dichteschichtung. Fördernd für die Stabilität ist ein positiver Wasserumsatz, d.h. wenn die Summe aus Niederschlag minus Verdunstung plus Zufuhr an Flußwasser eine Abnahme des Oberflächensalzgehaltes bedingt, sowie ferner die Verstärkung des Jahresganges der Oberflächentemperatur in Kontinentnähe, wie sie den mittleren und höheren geographischen Breiten eigen ist. Die Folge dieser Vorgänge ist, daß alle Schelfmeere in den mittleren und höheren Breiten dazu neigen, mehr als der offene Ozean, im Frühjahr und Sommer eine Schicht sehr hoher Stabilität — eine Dichtesprungschicht — aufzubauen, die teilweise als Sperrschicht für vertikale Austauschvorgänge wirkt. Die Deckschicht erwärmt sich dann im Frühjahr und Sommer stark, bleibt gut durchlüftet, aber verarmt an Nährstoffen. Die Unterschicht dagegen, die von dem Vorgang in der Deckschicht abgesperrt ist, bleibt kühl, indem sie angenähert die winterliche Temperatur beibehält. Ihr Sauerstoffgehalt nimmt ab, und die Nährstoffe reichern sich durch die Oxydation des abgesunkenen Detritus an. Diese Erscheinungen gelten aber nur, solange die Gezeitenströme in den flachen Schelfmeeren keine Rolle spielen. Die Turbulenz

dieser Ströme, die vom Meeresboden ausgeht, erlischt erst unter bestimmten Bedingungen, die vom vertikalen Dichtegefälle, der Gezeitenstromgeschwindigkeit und dem Bodenabstand abhängen. Starke Gezeitenströme von 1,5 m/sec sind z.B. in der Lage, die Entstehung einer sommerlichen Dichteschichtung noch über Wassertiefen von 100 bis 150 m zu unterbinden. Der westliche Englische Kanal, der Nord- und Südausgang der Irischen See und die südliche Nordsee sind Beispiele dafür. Schwache Gezeitenströme können durch die turbulente Vermischung noch eine homogene Unterschicht im Sommer aufrechterhalten, wie es für die mittlere Nordsee zutrifft. In gezeitenstromfreien Gebieten fällt diese Beeinträchtigung der Schichtung fort, und es kann das ganze Jahr eine Dichteschichtung bestehen bleiben, wie es für die Ostsee gilt.

Man gelangt, wenn man die Schelfmeere unter dem Gesichtspunkt der Stabilität der Schichtung und ihres jährlichen Ganges betrachtet, zu einer Aufteilung, die mehr als formale Bedeutung besitzt. Man erhält natürliche Regionen der Schelfmeere, die sich durch ein weitgehend einheitliches Verhalten in chemischer und physikalischer Hinsicht auszeichnen, was nicht ohne Einfluß auf das Leben im Meere bleibt. Für die Nord- und Ostsee wurde eine solche regionale Gliederung (G. DIETRICH, 1950) vorgenommen. Auf engem Raum treten hier starke Unterschiede auf, die das Studium der meereskundlichen Erscheinungen unter verschiedenen Ausgangsbedingungen gestatten. Gerade diese Mannigfaltigkeit machen Nord- und Ostsee gleichsam zu einem erweiterten Modell, an dem die europäische Meeresforschung seit Jahrzehnten Erfahrungen und Erkenntnisse gesammelt hat, die nicht allein der Vertiefung unserer Vorstellungen von diesen Schelfmeeren zugute gekommen sind, sondern die gesamte Ozeanographie befruchtet haben.

Literaturverzeichnis

- BÖHNECKE, G.: Auftriebswassergebiete im Atlantischen Ozean. *Ann. Hydrogr. u. marit. Meteorol.* **71**, 1943. — BÜDEL, J.: Atlas der Eisverhältnisse des Nordatlantischen Ozeans und Übersichtskarten der Eisverhältnisse des Nord- und Südpolargebietes. *Dtsch. Hydrogr. Inst.*, Nr. 2335, Hamburg 1950. — CROMWELL, T.: Circulation in a meridional plane in the central equatorial Pacific. *J. Marine Res.* **12**, 1953. — DEFANT, A.: Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. *Die Troposphäre. Wiss. Erg. Deutsch. Atlant. Exp. „Meteor“ 1925—1927*, **6**, 1. Berlin 1936. — DEFANT, A.: Windstau und Auftrieb an ozeanischen Küsten. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimat.*, Ser. A. **4**, 1951. — DIETRICH, G.: Die Lage der Meeresoberfläche im Druckfeld von Ozean und Atmosphäre, mit besonderer Berücksichtigung des westlichen Nordatlantischen Ozeans und des Golfs von Mexiko. *Veröff. Inst. Meeresk. Berlin. N. F. R. A.*, Heft 33, 1937. — DIETRICH, G.: Über Bewegung und Herkunft des Golfstromwassers. *Veröff. Inst. Meeresk. Berlin. N. F. R. A.*, Heft 33, 1937. — DIETRICH, G.: Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. *Kiel. Meeresforsch.* **7**, 1950. — FUGLISTER, F. C. and L. V. WORTHINGTON: Some results of a multiple ship survey of the Gulf Stream. *Tellus* **3**, 1951. — GUNTHER, E. R.: A report on oceanographical investigations in the Peru Coastal Current. *Discovery Rep.*, **13**. Cambridge 1936. — HANSEN, W.: Einige Bemerkungen zum Golfstromproblem. *Dtsch. Hydrogr. Z.* **5**, 1952. — HIDAKA, K.: Drift currents in an enclosed ocean. Part III. *Geophys. Not.* **4**, 1951. — HIDAKA, K.: A contribution to the theory of upwelling and coastal currents. *Transact. Amer. Geophys. Union* **35**, 1954. — ICHIYE, T.: On the variation of oceanic circulation (I—VII). *Oceanogr. Mag.* **4**, **6**, 1951—1954. — JERLOV, N. G.: Studies of the equatorial currents in the Pacific. *Tellus* **5**, 1953. — KÖPPEN, W.: Das geographische System der Klimate. In W. Köppen und R. Geiger, *Handbuch der Klimatologie* **1**, Teil C. Berlin 1936. — MONTGOMERY, R. B. and E. PALMÉN: Contribution to the question of the Equatorial Counter Current. *J. Marine Res.* **3**, 1940. — NEUMANN, G.: Über die Entstehung des Äquatorialen Gegenstromes. *Forsch. u. Fortschr.* **21**, 1947. — PALMÉN, E.: On the formation and structure of tropical hurricanes. *Geophysica* **3**, Helsinki 1948. — ROSSBY, C. G.: On the vertical and horizontal concentration of momentum in air and ocean currents. *Tellus* **3**, 1951. — SAITO, Y.: On the Oyashio current. *J. Inst. Polytechn. Osaka*, **3**, 1952. — SCHOTT, G.: Weltkarte zur Übersicht der Meeresströmungen. *Ann. Hydrogr. u. marit. Meteorol.* **71**, 1943. — SCHOTT, G.: Der Peru-Strom. *Erdkunde* **5**, 1951. — SCHUBART, L.: *Praktische Orkankunde*. 2. Aufl. Berlin 1942. — SCHWEIGGER, E.: Der Perustrom nach zwölfjährigen Beobachtungen. *Erdkunde* **3**, 1949. — STEEMANN-NIELSEN, E.: On organic production in the oceans. *J. Cons. Int. Explorat. Mer* **19**, 1954. — STOMMEL, H.: The westward intensification

of winddriven ocean currents. *Transact. Amer. Geophys. Union* **29**, 1948. — STOMMEL, H.: Circulation in the North Atlantic Ocean. *Nature* **173**, 1954. — SVERDRUP, H. U.: Arbeider i Luft-og havforskning in Beretninger fra Chr. Michelsens Institutt 2. Bergen 1932. — SVERDRUP, H. U. and R. H. FLEMING: The waters off the coast of southern California, March to July 1937. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.* **4**, No. 10, 1941. — SVERDRUP, H. U.: Winddriven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. *Proc. Nat. Acad. Sciences.* **33**, 1947. — UDA, M.: On the fluctuation of the main stream axis and its boundary line of Kuroshio. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **6**, 1951. — WATTENBERG, H., G. BÖHNECKE und E. HENTSCHEL: Über die hydrographischen, chemischen und biologischen Verhältnisse an der Meeresoberfläche zwischen Island und Grönland. Ergebnisse einer Fahrt mit dem Vermessungsschiff „Meteor“ im August 1929. *Ann. Hydrogr. u. marit. Meteorol.* **58**, 1930. — WEBSTER, C. J.: The Soviet expedition to the central Arctic, 1954. *Arctic* **7**, 1954. — WÜST, G.: Die Grenzen der Ozeane und ihrer Nebenmeere. *Ann. Hydrogr. u. marit. Meteorol.* **67**, 1939. — WÜST, G.: Relief des Azorensockels und des Meeresbodens nördlich und nordwestlich der Azoren. *Ann. Hydrogr. u. marit. Meteorol.* **68**, 1940. — WÜST, G.: Gesetzmäßige Wechselbeziehungen zwischen Ozean und Atmosphäre in der zonalen Verteilung von Oberflächensalzgehalt, Verdunstung und Niederschlag. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimat.* **7**, 1954.