

Wetter- und Meereskunde für Seefahrer

Von

J. Krauß

Direktor der Seefahrtsschule
in Stettin-Grabow

und

Dr. H. Meldau

Lehrer an der Seefahrtsschule
in Bremen

Zugleich zweite Auflage von J. Krauß, Grundzüge
der maritimen Meteorologie und Ozeanographie

Mit 61 Abbildungen im Text und
9 Tafeln



Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH

1931

Wetter- und Meereskunde für Seefahrer

Von

J. Krauß

Direktor der Seefahrtsschule
in Stettin-Grabow

und

Dr. H. Meldau

Lehrer an der Seefahrtsschule
in Bremen

Zugleich zweite Auflage von J. Krauß, Grundzüge
der maritimen Meteorologie und Ozeanographie

Mit 61 Abbildungen im Text und
9 Tafeln



Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH 1931

ISBN 978-3-662-35776-7 ISBN 978-3-662-36606-6 (eBook)
DOI 10.1007/978-3-662-36606-6

Alle Rechte, insbesondere das der
Übersetzung in fremde Sprachen, vorbehalten.
Copyright 1931 by Springer-Verlag Berlin Heidelberg
Ursprünglich erschienen bei Julius Springer in Berlin 1931

Vorwort.

Die vorliegende „Wetter- und Meereskunde für Seefahrer“ will wie das 1917 erschienene Buch: Joseph Krauß, „Grundzüge der maritimen Meteorologie und Ozeanographie“ in erster Linie ein Schulbuch für den Unterricht an den Seefahrtschulen sein. Das Ziel dieses Unterrichtes sehen wir in der Weckung von Verständnis für die nautisch so bedeutsamen Vorgänge in der Luft und in der Wasserbedeckung der Erde.

Erfreulicherweise sind die nautischen Prüfungen von dem Zwange stereotyper Prüfungsaufgaben, die sich gar zu gern in der Beschreibung einzelner Windgebiete, Wettererscheinungen und Meeresströmungen erschöpften, heute befreit. So kann sich im Unterricht das Interesse mehr auf die physikalischen Ursachen der Erscheinungen richten und hierin ein tieferes Verständnis der Vorgänge anbahnen. Selbstverständlich soll der angehende Schiffsführer eine sichere allgemeine Kenntnis über die Windgebiete der Erde, über atmosphärische Störungen, die in ihnen vorkommen, über Meeresströmungen u. a. in seinen Beruf mitbringen, nicht aber ist es Sache eines Schulbuches, über die Grundlagen hinaus ins Spezielle zu gehen. Da müssen die Veröffentlichungen der Deutschen Seewarte einsetzen, auf deren Benutzung an Hand der Segelanweisungen eindringlich hinzuweisen ist.

Unsere Absicht, Herrn Dr. J. Georgi von der Deutschen Seewarte als Fachmeteorologen zum Mitarbeiter zu gewinnen, wurde durch die Abwesenheit Dr. Georgis von Deutschland als Mitglied der A. Wegenerschen Grönland-Expedition vereitelt.

Außer den Veröffentlichungen der Deutschen Seewarte wurden hauptsächlich benutzt:

Wegener, A.: Thermodynamik der Atmosphäre. Leipzig: Joh. A. Barth 1928.
v. Ficker: Meteorologie, in Müller-Pouillet, Lehrbuch der Physik, 11. Aufl., Bd 5₁. Braunschweig: Vieweg & Sohn AG. 1928.

Börnstein-Brückmann: Leitfaden der Wetterkunde. Braunschweig: Friedr. Vieweg & Sohn AG. 1927.

Defant: Wetter und Wettervorhersage. Leipzig u. Wien: Franz Deuticke 1926.
Albrecht, Voigts, Paech: Grundzüge der Meteorologie. Berlin: Otto Salle 1927.

Schott, G.: Geographie des Atlantischen Ozeans. Hamburg: C. Boysen 1926.

Während der Drucklegung dieses Buches erschien im 49. Band des Sammelwerkes „Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte“ eine Ab-

handlung „Schulmäßige Auswertung und Bearbeitung einer Wetterkarte“ mit 9 Tafeln von Dr. H. Markgraf und Dr. E. Dobers. Wir möchten nicht verfehlen, auf diese Schrift, die auch als Sonderdruck mit 150 Arbeitskarten und 30 Vorlagen erschienen ist, besonders hinzuweisen. Auch auf die vom Seeflugreferat der Deutschen Seewarte für den wetterkundlichen Unterricht an den Seefahrtsschulen entworfenen Beispiele von „Bordwetterkarten des Atlantischen Ozeans“ sei aufmerksam gemacht.

Den Herren Prof. Dr. Kuhlbrodt, Dr. Markgraf und Dr. Wittenbecher von der Deutschen Seewarte sowie Herrn M. Berger von der Seefahrtsschule in Bremen danken wir auch an dieser Stelle für freundlichst gegebene Auskünfte und gewährte Unterstützung.

Der Marineleitung sind wir verpflichtet für die Herleihung einer Anzahl von Druckstöcken.

Stettin und Bremen, im Mai 1931.

Die Verfasser.

Inhaltsverzeichnis.

Erster Teil.

Wetterkunde.

	Seite
I. Die Lufthülle der Erde, Bestandteile und physikalische Eigenschaften der Luft	1
II. Erwärmung der Lufthülle, zeitliche Schwankungen und örtliche Verteilung der Lufttemperatur	8
III. Der Luftdruck, Luftdruck und Wind	18
IV. Kondensation des Wasserdampfes. Nebel, Wolken, Niederschlag	33
V. Elektrische Erscheinungen in der Atmosphäre. Gewitter, Böen	42
VI. Fallwinde	46
VII. Land- und Seewinde, Monsune	48
VIII. Planetarische Winde	52
IX. Die neue Zyklonentheorie	60
X. Luftwirbel mit vertikaler Achse. Tromben und tropische Orkane	73
XI. Vom Wetterdienst und von der Wettervorhersage	93
XII. Wetter-, Sturmwarnungs- und Eisdienst der Deutschen Seewarte	96
XIII. Meteorologischer Beobachtungsdienst an Bord.	
A. Beobachtungen, Instrumente, Beschickungen.	105
B. Aufzeichnung und Verwertung der Beobachtungen	112

Zweiter Teil.

Grundzüge der Meereskunde.

I. Die Meeresräume und das Meerwasser	120
II. Die Bewegung des Meerwassers	125
III. Die Strömungen der einzelnen Ozeane	132
IV. Von den Gezeitenströmungen	141

Anhang.

Tafel I. Beschickung des metrischen Barometerstandes auf den Gefrierpunkt	143
„ II. Beschickung des metrischen Barometerstandes auf den Meeresspiegel	144
„ III. Beschickung des Barometerstandes auf die mittlere Breite (Schwereberichtigung).	144
IV. Umrechnungstafel für Luftdruckwerte von Millimetern Quecksilbersäule in Millibar	144
„ V. Bezeichnung des Wetters nach Beaufort für Eintragungen in das meteorologische Tagebuch	145
„ VI. Erklärung der Zeichen in den Wetterkarten	145
„ VII. Beaufort-Skala, Windstärken und Seegangsbezeichnungen	146
„ VIII. Bestimmung der Luftfeuchtigkeit (Psychrometertafel).	148
„ IX. Diagramm zur Bestimmung des wahren Windes aus dem gefühlten Wind und der Fahrt des Schiffes.	150
Sachverzeichnis	151

Wetterkunde.

I. Die Lufthülle der Erde, Bestandteile und physikalische Eigenschaften der Luft.

1. Höhe und Schichtung der Lufthülle. Die Wetterkunde hat die Aufgabe, den Zusammenhang der Erscheinungen in der Lufthülle der Erde, der Atmosphäre, zu erklären. Die Höhe der Atmosphäre beträgt, wie wir aus den Erscheinungen der leuchtenden Wolken, der Sternschnuppen und der Polarlichter wissen, mehrere hundert Kilometer. Alle meteorologischen Vorgänge spielen sich jedoch in den untersten 10—12 km der Lufthülle ab. Nur innerhalb dieser verhältnismäßig dünnen Schicht, die als Troposphäre bezeichnet wird, ist die Temperatur der Luft von den Wärmeverhältnissen der Erdoberfläche abhängig, nur in ihr sorgen auf- und absteigende Luftströme für eine vertikale Durchmischung der Luft, die vielfach von Wolkenbildung begleitet ist.

Die obere Grenzfläche der Troposphäre wird als die Umkehrschicht oder Inversionszone bezeichnet, der darüber liegende Teil der Lufthülle heißt Stratosphäre (s. 14).

Da die Dichte der Luft mit der Höhe sehr schnell abnimmt, so enthält die für das Wetter maßgebende Troposphäre trotz ihrer verhältnismäßig geringen Dicke von durchschnittlich 11 km doch etwa Dreiviertel der gesamten Luftmasse.

2. Zusammensetzung der Luft. In der Troposphäre ist die Luft der Hauptsache nach ein Gemisch von etwa $\frac{3}{4}$ Raumteilen Stickstoff, $\frac{1}{4}$ Raumteil Sauerstoff nebst geringen Beimengungen von Kohlensäure, Wasserstoff und von sog. Edelgasen (Neon, Helium). Zu diesen Gasen, die während der meteorologischen Vorgänge unverändert bleiben, kommt noch der Wasserdampf. Seine Menge schwankt zwischen etwa 3 Volumprozent über den Ozeanen am Äquator und 0,1—0,2% bei den tiefsten Kältegraden in den Polargegenden. Trotz seines geringen Anteils an der Zusammensetzung der Lufthülle ist der Wasserdampf von außerordentlicher Bedeutung bei der Mehrzahl der Wettervorgänge (s. 6).

Die Luft enthält ferner Staubteilchen, die von der Erdoberfläche aufgewirbelt sind, aus vulkanischen Ausbrüchen oder den Schornsteinen der menschlichen

Siedelungen, von Wald-, Steppen- und Moorbränden herkommen, oder kosmischen Ursprungs sind. Daneben kommen Spuren von Ammoniak, Salpetersäure, schwefliger und anderer Säuren vor. Diese Beimengungen nehmen in der Regel mit der Höhe ab, auch über dem Meere sind sie viel geringer als auf dem Lande. Ihre Zahl wächst stark an in Städten und besonders in bewohnten Räumen. So gering dem Gewichte nach der Anteil dieser Beimengungen der Luft ist, so sind diese doch meteorologisch von nicht geringer Bedeutung, einmal als Kondensationskerne und andererseits als Trübungsmittel der Luft (s. 25).

Mit der Erhebung vom Erdboden ändert sich die Zusammensetzung der Luft wesentlich: von 20 km an nimmt der Sauerstoffgehalt immer mehr ab, in 150 km Höhe ist dieser Bestandteil fast ganz verschwunden; zwischen 100 und 200 km Höhe verschwindet auch der Stickstoff; darüber finden sich fast nur noch die leichten Gase Wasserstoff und Helium.

3. Physikalische Eigenschaften der Luft. Wie alle Gase, so hat auch die atmosphärische Luft das Bestreben, jeden ihr gebotenen Raum lückenlos mit gleicher Dichte auszufüllen. Nur durch ihr Gewicht wird sie daran gehindert, sich in dem leeren Weltraum zu zerstreuen. Jede horizontale Schicht der Atmosphäre drückt durch ihr Gewicht auf die unter ihr liegenden Schichten, wie sie ihrerseits von den über ihr liegenden Schichten gedrückt wird. Da die Luft wie alle Gase zusammendrückbar ist, so ist sie in der Nähe des Erdbodens am dichtesten. Hier hat 1 m^3 Luft ungefähr das Gewicht von 1,3 kg, während in 10 km Höhe die Dichtigkeit der Luft bereits derart abgenommen hat, daß 1 m^3 der dort vorhandenen Luft nur etwa 0,4 kg wiegt.

Für die atmosphärische Luft gelten die aus der Physik bekannten Gasgesetze:

Bei gleichbleibender Temperatur ist das Volumen v einer Luftmasse dem auf ihr lastenden Drucke p umgekehrt proportional, so daß das Produkt $p \cdot v$ konstant ist. (Boyle-Mariottesches Gesetz.)

Bei Temperaturerhöhung dehnt sich jede Luftmasse aus und zwar, wenn der Druck unverändert bleibt, für jeden Grad Temperaturerhöhung um $\frac{1}{273}$ des Volumens, das sie bei 0°C einnimmt. (Gay-Lussacsches Gesetz.)

Wie in der Physik gezeigt wird, ist der Zustand einer bestimmten Luftmasse, z. B. eines Kilogramms Luft, durch drei Größen bestimmt, nämlich das Volumen v , das sie einnimmt, den Druck p , unter dem sie steht, und den sie ihrerseits ausübt, und durch ihre Temperatur t . Diese drei Größen sind nicht voneinander unabhängig, sondern es besteht zwischen ihnen die als das Gasgesetz bezeichnete Gleichung

$$p \cdot v = p_0 \cdot v_0 \cdot \left(1 + \frac{1}{273} t\right).$$

Hierin bedeutet v_0 das Volumen der betreffenden Luftmasse bei dem Normaldruck p_0 und der Temperatur 0°C .

Mißt man den Druck in Millimeter-Quecksilbersäule, das Volumen in Kubikmeter, so ist z. B. für 1 kg Luft $v_0 = 0,7734\text{ m}^3$. (Denn bei 760 mm und 0° wiegt

1 m³ Luft 1,293 kg.) Es ist daher für diese Luftmenge

$$v = \frac{760}{p} \cdot 0,7734 \left(1 + \frac{1}{273} t \right).$$

Hiernach kann man das Volumen dieser Luftmenge für beliebige Werte des Druckes p und der Temperatur t berechnen.

4. Erwärmung einer Luftmasse durch Wärmezufuhr oder durch Kompression. Von größter Bedeutung für die Meteorologie ist die Ausdehnung, welche die Luft bei Erwärmung erfährt, weil mit jeder Ausdehnung eine Verringerung des spezifischen Gewichtes verbunden ist, was zu Strömungen in der Lufthülle Veranlassung gibt.

Wenn von der Erwärmung eines Körpers die Rede ist, so denkt man in der Regel zuerst daran, daß dem Körper von außen Wärme zugeführt wird, bei Abkühlung, daß ihm Wärme von seiner Umgebung entzogen wird. Diese Art der Erwärmung und der Abkühlung spielen auch in der Meteorologie eine große Rolle; z. B. wird die Luft seitens der Erdoberfläche erwärmt, wenn diese von der Sonne bestrahlt wird. Warme Luft, die über eine kalte Wasser- oder Eisfläche streicht, wird von dieser abgekühlt, d. h. es wird ihr Wärme entzogen.

Daneben ist noch eine andere Art der Erwärmung und Abkühlung meteorologisch von höchster Bedeutung, nämlich die dynamische Erwärmung und die dynamische Abkühlung.

Wenn Luft unter höheren Druck kommt und infolgedessen zusammengedrückt wird, so erwärmt sie sich; kommt sie unter geringeren Druck und dehnt sie sich infolgedessen aus, so kühlt sie sich ab.

Bei der Kompression muß vom äußeren Druck Arbeit geleistet werden, diese setzt sich in Wärme um; bei der Ausdehnung dagegen leistet die Luft ihrerseits Arbeit gegen den äußeren Druck, wodurch ihr Wärmeinhalt vermindert wird.

Zustandsänderungen, bei denen Wärme weder von außen zugeführt noch nach außen abgegeben wird, nennt man *adiabatische*, indem man sich vorstellt, daß dabei die Luftmasse von einer wärmeundurchlässigen („adiabatischen“) Hülle umgeben ist. Eine solche Hülle ist zwar bei den Luftmassen der Atmosphäre nicht vorhanden, doch ist das Wärmeleitvermögen der Luft so gering, daß bei vielen Vorgängen, zumal, wenn größere Luftmassen in Frage kommen, eine Wärmezufuhr oder Abfuhr ausgeschlossen ist, so daß wir es tatsächlich mit großen, adiabatisch verlaufenden Vorgängen zu tun haben.

Luftmassen z. B., die in einem Hochdruckgebiet oder von einem Gebirge herabsinken, kommen unter höheren Druck, werden dadurch zusammengedrückt und dynamisch erwärmt (Föhn, s. 33). Luftmassen dagegen, die z. B. in einem tropischen Orkan in die Höhe gewirbelt werden, oder solche, die als Wind an Gebirgshängen oder an anderen Luftschichten emporgleiten oder solche, die am Boden erwärmt wurden und nun infolge ihres verringerten spezifischen Gewichtes

durch kältere Luft emporquellen, kommen unter verringerten Druck, dehnen sich infolgedessen aus und kühlen sich dynamisch ab.

Für trockene Luft beträgt die Abkühlung beim Emporsteigen und die Erwärmung beim Herabsinken rund 1°C für je 100 m.

(Das Verhalten feuchter Luft beim Emporsteigen und Herabsinken wird in 6 behandelt.)

Gleichgewicht der Luft. Danach befindet sich eine ruhende (trockene) Luftmasse, deren Temperaturabnahme nach oben 1° für je 100 m beträgt, im indifferenten Gleichgewicht. Denn jedes Luftteilchen, das aus höheren in niedrige oder aus niederen in höhere Luftschichten gebracht wird, befindet sich auch dort wieder im Gleichgewicht, da es von selbst durch Volumenänderung die Temperatur der betreffenden Luftschicht annimmt.

Nimmt die Temperatur nach oben um weniger als 1° für 100 m ab, oder nimmt sie gar mit der Höhe zu (Temperaturumkehr oder Inversion), so befindet sich die Luft über diesem Orte im stabilen Gleichgewicht. Denn jede Luftmenge, in höhere Schichten gebracht, würde dort infolge der adiabatischen Abkühlung mit einer niedrigeren Temperatur ankommen, als sie die umgebende Luftschicht besitzt, und deshalb wieder sinken. Eine aus höherer Schicht nach unten gebrachte Luftmenge würde dort wärmer ankommen als die umgebende Luft ist und deshalb wieder steigen. Es ist also das Bestreben vorhanden, den alten Zustand wieder herzustellen; das Gleichgewicht ist stabil.

Nimmt dagegen die Temperatur nach oben um mehr als 1° für 100 m ab, sind also die unteren Luftschichten im Vergleich zu den oberen zu warm, so würde eine Luftmenge, die aus niederen Schichten in höhere gebracht wird, dort zu warm ankommen und deshalb noch weiter in die Höhe steigen, eine aus höheren in niedrige Schichten gebrachte dort zu kalt ankommen und deshalb noch weiter sinken. Die Luft befindet sich dann also im labilen Gleichgewicht. Der geringste Anstoß genügt dann, eine Umschichtung der Atmosphäre herbeizuführen.

Für feuchte Luft gelten ähnliche Verhältnisse, nur mit etwas anderen Zahlenwerten.

5. Der Wasserdampf in der Luft. Wie schon in 2 erwähnt wurde, enthält die Luft Wasserdampf in wechselnden Mengen.

Als absolute Feuchtigkeit bezeichnet man die Anzahl Gramm Wasser, die in einem Kubikmeter Luft enthalten ist.

Man kann die absolute Feuchtigkeit der Luft dadurch bestimmen, daß man ein Kubikmeter Luft über eine stark hygroskopische, d. h. wasseranziehende Substanz (konzentrierte Schwefelsäure, Chloralkalium) leitet und die Gewichtszunahme mit einer Waage bestimmt.

Höchstwert der absoluten Feuchtigkeit. Die absolute Feuchtigkeit kann bei einer gegebenen Temperatur einen bestimmten Höchstwert nicht überschreiten, es kann z. B.

ein Kubikmeter Luft von 10°C	nie mehr als	9,4 g
„ „ „ „ 20°C	„ „ „	17,3 g
„ „ „ „ 30°C	„ „ „	30,4 g

Wasserdampf enthalten. Diese Zahlen zeigen, daß der Höchstwert der absoluten Feuchtigkeit mit der Temperatur steigt. Man kann sich diese Tatsache etwa so erklären. In einem abgeschlossenen Raum sei zunächst

ganz trockene Luft und etwas Wasser eingeschlossen. Dann werden aus der obersten Wasserschicht fortwährend Wassermoleküle in den luftgefüllten Raum hineingeschossen. Sobald dieser Wassermoleküle enthält, fliegen von diesen ständig welche in die Wasseroberfläche zurück, um so mehr, je mehr Wassermoleküle sich bereits im Luftraum befinden. Bald ist der Gleichgewichtszustand erreicht, daß ebensoviel Moleküle dem Wasser zugesandt werden, wie herausfliegen. Dann ist der Raum über dem Wasser mit Wasserdampf „gesättigt“. Bei 20° C z. B. ist die Sättigung erreicht, wenn in jedem Kubikmeter des Raumes 17,3 g Wasserdampf vorhanden ist. Diese Zahl ist unabhängig davon, wieviel Luft in dem Raum vorhanden ist oder ob dieser vorher luftleer gepumpt ist. (Luft im Dampfraum verzögert nur die Dampfbildung, vermindert aber nicht die Menge des sich bildenden Dampfes.) Statt des eigentlich richtigen Ausdruckes, „der Raum ist mit Wasserdampf gesättigt“, sagt man meistens „der Dampf ist gesättigt“ oder in der Meteorologie „die Luft (in dem Raum) ist gesättigt“.

Der Dampfdruck und sein Höchstwert. Bringt man in den luftleeren Raum eines Barometers etwas Wasser, so verdunstet dieses entweder ganz oder zum Teil. Der entstandene Wasserdampf drückt die Quecksilbersäule je nach der Temperatur und der Menge des hineingebrachten Wassers mehr oder weniger herab. Der Wasserdampf übt also einen Druck aus, den man als Dampfdruck bezeichnet. Dieser ist am größten, wenn soviel Wasser hineingebracht war, daß der Raum bei der herrschenden Temperatur gesättigt war, was man am sichersten daran erkennt, daß noch etwas, wenn auch noch so wenig, flüssiges Wasser übriggeblieben ist. Der „Dampfdruck bei Sättigung“ steigt mit wachsender Temperatur. Das Barometer habe z. B. zunächst eine Temperatur von 15° C. Bringt man einige Tröpfchen Wasser in den luftleeren Raum, so sinkt das Quecksilber um etwa 13 mm. Erwärmt man jetzt den ganzen Apparat auf 25° C, so fällt das Quecksilber um weitere 11 mm, immer vorausgesetzt, daß noch etwas, wenn auch noch so wenig, flüssiges Wasser vorhanden ist.

Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht über die

Höchstwerte von absoluter Feuchtigkeit und Dampfdruck, also ihre Werte bei Sättigung.

Temp. in ° C	— 15	— 10	— 5	0	+ 5	+ 10	+ 15	+ 20	+ 25	+ 30
Höchstwert der abs. Feuchtigkeit f in g/m ³	1,6	2,4	3,4	4,8	6,8	9,4	12,9	17,3	23,1	30,4
Höchstwert des Dampfdruckes e in mm Quecksilbersäule	1,4	2,1	3,2	4,6	6,5	9,2	12,8	17,5	23,8	31,8

(Vergl. Tafel VIII für die „psychrometrische Differenz“ 0°.)

Ist nicht genügend Feuchtigkeit zur Sättigung des Raumes mit Wasserdampf vorhanden, so ist der Dampfdruck geringer als der für die Temperatur gültige Sättigungsdruck.

In der freien Atmosphäre addiert sich der Dampfdruck zum Druck, den die völlig trockene Luft für sich ausüben würde.

Relative Feuchtigkeit, Taupunkt.

Als relative Feuchtigkeit bezeichnet man das in Prozenten ausgedrückte Verhältnis der wirklich vorhandenen Feuchtigkeit zu dem für dieselbe Temperatur gültigen Höchstwert.

Luft von 20°C z. B. enthalte im Kubikmeter 8,7 g Wasserdampf. Da sie bei dieser Temperatur 17,3 g enthalten könnte, und $8,7 : 17,3 = 0,5$ ist, so ist ihre relative Feuchtigkeit 50%. Wird diese Luft erwärmt, so sinkt ihre relative Feuchtigkeit, weil der Höchstwert der Dampfmenge, die sie enthalten könnte, steigt. Bei 30°C z. B. ist die relative Feuchtigkeit dieser Luft = 29% ($8,7 : 30,4 = 0,29$). Sinkt dagegen die Temperatur dieser Luft, so steigt die relative Feuchtigkeit, bis die Luft (bei 9°C) gesättigt ist, d. h. 100% relative Feuchtigkeit erreicht. Bei noch weiterer Abkühlung tritt Kondensation ein, die relative Feuchtigkeit bleibt 100%. Die Temperatur, bei der die Kondensation einsetzt, wird Taupunkt genannt.

6. Bedeutung des Wasserdampfes für die Physik der Atmosphäre. Obwohl die Luft nur wenige Prozent Wasserdampf enthält, ist dieser für den Ablauf der meteorologischen Vorgänge von überaus großer Bedeutung. Der Grund liegt darin, daß das Wasser bei den meteorologischen Vorgängen bald von der flüssigen Form in die gasförmige des Wasserdampfes, bald umgekehrt von der gasförmigen in die flüssige Form übergeht und daß bei diesen Übergängen stets große Wärmemengen entweder gebunden oder frei werden. Solche Übergänge finden sich weder beim Stickstoff und Sauerstoff, noch bei einem anderen Bestandteil der Luft, diese sind unter den physikalischen Bedingungen, die in der Atmosphäre herrschen, unveränderliche (permanente) Gase.

Der Wasserdampf gelangt in die Atmosphäre durch Verdunstung von Wasser an der Erdoberfläche. Die Verdunstung findet bei jeder Temperatur, auch bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt statt; mit steigender Temperatur wird sie stärker. Sie hört auf, wenn die Luft über dem Wasser mit Wasserdampf gesättigt ist; sie setzt aber sofort wieder ein, sobald Luftströmungen den gebildeten Wasserdampf vom Ort seiner Entstehung wegführen.

Nun werden zur Verdunstung von einem Kilogramm Wasser (von einer Temperatur unweit des Gefrierpunktes) rund 600 Kalorien Wärme verbraucht, d. h. diese Wärmemenge wird dem verdunstenden Wasser entzogen und findet sich als „latente“ Wärme in dem gebildeten Wasser-

dampf. Dieselbe Wärmemenge wird bei der Kondensation jedes Kilogramms Wasserdampfes (zu Wasser von ungefähr $0-20^\circ$) wieder frei. Zwischen Verdunstung und Kondensation ist die Luft mit dem in ihr enthaltenen Wasserdampf vielfach durch aufsteigende Strömung in größere Höhen oder durch Wind in andere Gegenden gelangt. In beiden Fällen ist die Verfrachtung des Wassers mit der Verfrachtung einer oft riesigen Wärmemenge verbunden.

Den Transport des Wassers in die Höhe haben wir vor allem im Sommer oft klar vor Augen. Morgens verdampft der Tau von Feldern und Wiesen, er steigt, unsichtbar als Wasserdampf der erwärmten Luft beigemischt, in die Höhe und trägt nachmittags, wieder zu Wassertropfchen kondensiert, zum Aufbau mächtiger Haufenwolken bei, aus denen er als Regen zur Erde zurückkehrt.

Mit diesem Kreislauf ist ein Wärmetransport verbunden, der ihn nicht nur begleitet, sondern wirksam in ihn eingreift: Die bei der Kondensation freiwerdende Wärme geht in die beim Emporsteigen sich abkühlende Luft über und befähigt sie noch weiter in die Höhe zu steigen. Die durch die Kondensation bewirkte Erwärmung beträgt etwa $\frac{1}{2}^\circ\text{C}$ für je 100 m, so daß für gesättigte Luft im Gegensatz zu der für trockene Luft in 4 ausgesprochenen die Regel gilt:

Feuchte Luft kühlt sich, sobald Kondensation des in ihr enthaltenen Wasserdampfes eintritt, nur um etwa $\frac{1}{2}^\circ\text{C}$ für je 100 m Erhebung ab. Sie ist deshalb viel mehr befähigt emporzusteigen als trockene Luft. Die Erwärmung beim Herabsinken beträgt auch für feuchte Luft 1°C für je 100 m.

Die Energie für das Emporsteigen feuchtwarmer Luft steckt hiernach zum großen Teil in der latenten Wärme des in ihr enthaltenen Wasserdampfes. Diese Energie ist es z. B., die in einem tropischen Orkan in so eindrucksvoller Weise zur Entfaltung kommt. In anderen Kreisläufen wird Wasserdampf und die mit diesem verbundene Wärmeenergie horizontal auf weite Strecken hin verfrachtet, am großartigsten bei dem Luftaustausch zwischen den subtropischen und den polaren Gebieten.

Das verschiedene Verhalten trockener und feuchter Luft bei vielen meteorologischen Vorgängen sei noch durch folgendes Beispiel erläutert. Ein Wind wehe auf ein im Mittel 2000 m hohes Gebirge zu, so daß die Luft gezwungen ist, am Gebirge empor- und auf der Leeseite wieder hinabzusteigen. Handelt es sich um trockene Luft, so wird diese sich

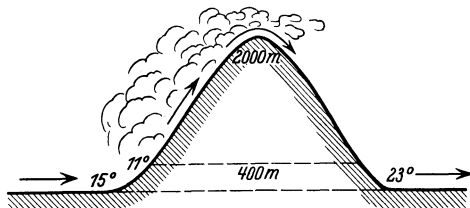


Abb. 1. Föhnwind.

8 Erwärmung der Luft, Schwankung und Verteilung der Lufttemperatur.

beim Emporsteigen um 20°C abkühlen und beim Hinabgleiten vom Gebirge wieder um 20° erwärmen, so daß sie nach dem Überschreiten des Gebirges dieselbe Temperatur hat wie vorher. Enthält dagegen die Luft Wasserdampf, etwa soviel, daß es nach Erreichen von 400 m Höhe zur Kondensation kommt, so kühlt die Luft für die ersten 400 m um 4° , für die übrigen 1600 m aber wegen des Freiwerdens der Kondensationswärme statt um 16° nur um 8° ab; sie hat sich also im ganzen beim Emporsteigen nur um $4^{\circ} + 8^{\circ} = 12^{\circ}$ abgekühlt. Beim Hinabgleiten an der Leeseite des Gebirges erfolgt eine Erwärmung um 20° , so daß diese Luft nach Überschreitung des Gebirges um 8° wärmer ist als vorher (Föhn, s. 33 und Abb. 1).

II. Erwärmung der Lufthülle, zeitliche Schwankungen und örtliche Verteilung der Lufttemperatur.

7. Die Sonnenstrahlung. Die Sonne schickt beständig gewaltige Energiemengen in Form von Strahlung in den Weltenraum hinaus. Der kleine Bruchteil, welchen die Erde von dieser Energie auffängt, ist die Ursache aller auf ihr beobachteten meteorologischen Erscheinungen. Neben ihr spielen die geringen Wärmestrahlungen des Mondes und der Fixsterne ebensowenig eine Rolle wie der aus dem Erdinnern an die Oberfläche gelangende Wärmestrom.

Die von der Sonne kommende Strahlung besteht aus Wärme-, Licht- und ultravioletten (besonders chemisch wirksamen) Strahlen. Beim Durchgang durch die Luft oder beim Auftreffen auf die Erde erzeugen auch die Licht- und die kurzwelligeren ultravioletten Strahlen Wärme; sie können insofern auch als Wärmestrahlen aufgefaßt werden.

Durch langjährige Messungen mit äußerst feinen und empfindlichen Instrumenten hat man gefunden, daß die Sonnenstrahlen an der Grenze unserer Erdatmosphäre bei senkrechtem Einfall in der Minute 20 WE (Kalorien, und zwar Kilogrammkalorien) auf ein Quadratmeter herbringen. Man nennt diese Größe die Solarkonstante.

Die große an der Grenze der Lufthülle ankommende Energiemenge wird zum Teil bei ihrem Durchgang durch die Luft von dieser verschluckt (absorbiert) und bewirkt so eine unmittelbare Erwärmung derselben; zum Teil gelangt sie durch die Luft zur Erdoberfläche und erwärmt zunächst diese, worauf die Wärme durch Leitung auf die über dem Boden lagernden Luftschichten übertragen wird.

Die unmittelbare Erwärmung kommt in erster Linie für die oberen, die durch die Erdoberfläche vermittelte für die unteren Luftschichten in Betracht. Hierin ist die Trennung der Lufthülle in eine Stratosphäre und eine Troposphäre begründet, wie in 14 näher ausgeführt wird.

Die Absorption ist stärker für langwellige (Wärme-) Strahlen als für kurzwellige (Licht-) Strahlen. Sie wird erhöht durch die Anwesenheit von Wasserdampf und von Kohlensäure in der Luft. So ist die Luft im Winter und in den Polargebieten wegen ihrer Trockenheit durchlässiger für die Sonnenstrahlung als im Sommer und in der Äquatorgegend.

Zur Erdoberfläche herab kommt ein Teil der Sonnenstrahlen auf nahe gradlinigem Wege, ein anderer Teil, nachdem er an den Luftmolekülen, feinen Staub- oder Wasserteilchen reflektiert oder gebeugt ist.

Die direkte Strahlung an der Erdoberfläche ist am stärksten bei senkrechtem Einfall, also wenn die Sonne im Zenit steht. In diesem Falle haben die Strahlen in der Lufthülle den kleinsten Weg zurückzulegen, sie werden deshalb am wenigsten geschwächt. Außerdem verteilt sich die Energie eines Sonnenstrahlenbündels bei senkrechtem Einfall auf die kleinste Bodenfläche, nämlich auf die senkrechte Schnittfläche des Bündels. Die dem Quadratmeter in der Minute zugestrahlte Energiemenge kann in diesem Falle in Meereshöhe noch 1,5 WE betragen, auf hohen Bergen kann sie erheblich größer sein.

Je niedriger die Sonne steht, um so länger ist der von ihren Strahlen in der Lufthülle zurückzulegende Weg, und auf eine um so größere Fläche verteilt sich die in einem Strahlenbündel von gegebenem Querschnitt enthaltene Energie. Wenn dieser letzte Grund allein bestünde, so würde die dem Quadratmeter der Erdoberfläche minutlich zugestrahlte Wärmemenge nach Abb. 2 proportional dem Sinus der Höhe sein.

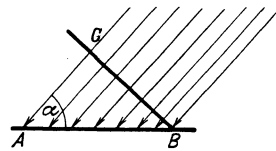


Abb. 2. Abnahme der Einstrahlung mit dem Sinus des Einfallswinkels α .

Diffuse Strahlung. Die Reflexion der kurzwelligen Strahlen an den Teilchen der Lufthülle bewirkt, daß uns diese, solange die Sonnenstrahlen sie treffen, hell erscheint, und zwar entsprechend der Kurzwelligkeit der Strahlen in blauer Farbe. Ungefähr die Hälfte der von den Luftteilchen reflektierten Strahlen kommt als zerstreutes (diffuses) Himmelslicht zur Erdoberfläche und ist auch dann noch wirksam, wenn die direkte Strahlung durch Wolken ferngehalten wird.

Gegenstrahlung. Nicht gering ist endlich auch die Wärmemenge, die von der erwärmten Atmosphäre zur Erde zurückgestrahlt wird. Diese als „Gegenstrahlung“ bezeichnete Wärmestrahlung der Atmosphäre kann bis zur Hälfte der direkten Sonnenstrahlung anwachsen. Sie ist besonders für mittlere und hohe Breiten von Bedeutung.

8. Die Ausstrahlung. Die Wärme, die der Erde durch die Sonne zugestrahl wird, geht durch Ausstrahlung wieder verloren. Wie aus der Physik bekannt ist, strahlt jeder Körper Wärme aus, solange er wärmer

ist als seine Umgebung. Das gilt auch für die Erde und den äußerst kalten Weltraum. Die von der Erde ausgesandte Strahlung ist wegen der verhältnismäßig niedrigen Temperatur der Erde eine dunkle, langwellige. Für diese hat (wasserdampfhaltige) Luft, wie schon bei der Einstrahlung erwähnt ist, ein großes Absorptionsvermögen. Deshalb wird ein großer Teil der Erdstrahlung von der Atmosphäre verschluckt, wodurch wieder die Gegenstrahlung erhöht wird. Man bezeichnet die Eigentümlichkeit der Atmosphäre, die eingefangene Sonnenenergie festzuhalten, als Glashauswirkung. Ganz erheblich wird die Ausstrahlung behindert durch eine wenn auch dünne Wolkenbedeckung des Himmels.

Am Tage und während des Sommers überwiegt in der Regel die Einstrahlung, in der Nacht und während des Winters die Ausstrahlung. Da es aber im allgemeinen während jahrhundertlanger Zeiträume auf der Erde weder wärmer noch kälter wird, so muß im ganzen genommen dieselbe Wärmemenge, die der Erde im Laufe des Jahres zugestrahlt wird, durch Ausstrahlung wieder an den Weltenraum abgegeben werden.

9. Einfluß des Untergrundes auf die Temperaturschwankung. Wird einem Quadratmeter der Erdoberfläche eine bestimmte Wärmemenge zugeführt, so ist die dadurch bewirkte Temperatursteigerung in hohem Maß von der Beschaffenheit des Untergrundes, ob festes Erdreich oder Wasser, abhängig.

Wenn dieselbe Wärmemenge einer Wasserfläche und einer gleichgroßen Fläche von Erdboden zugestrahlt wird, so beträgt die Temperaturerhöhung des Erdreiches ein Vielfaches von der des Wassers.

Die Gründe für die langsame Temperaturerhöhung des Wassers sind mannigfach. Wasser hat eine große spezifische Wärme. Sie ist auf gleiche Massen bezogen etwa viermal, auf gleiche Rauminhalte bezogen etwa zweimal so groß wie die des Erdreiches. Da ferner Licht- und Wärmestrahlen 15—20 m in das Wasser eindringen, so verteilt sich im Wasser die zugestrahelte Wärme auf eine ziemlich dicke Schicht, während sie im festen Erdreich an der obersten Kruste haften bleibt. Hinzu kommt, daß im Wasser die oberflächlich erwärmten Teile vielfach durch Strömungen in die Tiefe geführt werden, während in der festen Erdrinde nur Wärmeleitung in Frage kommt. Ferner wird über dem Wasser ein gut Teil der zugestrahelten Wärme zur Verdunstung von Wasser verbraucht.

Demgegenüber steht, daß die Wasserbedeckung der Erde auch sehr viel schwerer abzukühlen ist als der Erdboden.

Wegen der größeren spezifischen Wärme ist im Wasser bei gleicher Temperatur eine viel größere Wärmemenge aufgespeichert als im Erdboden. Ferner beteiligen sich bei der Wärmeabgabe größere Wasser-

mengen, weil das durch Ausstrahlung, Wärmeabgabe an die Luft und Verdunstung abgekühlte Wasser wegen seines erhöhten spezifischen Gewichts in die Tiefe sinkt und aufquellendem wärmeren Wasser Platz macht.

Deshalb erfährt das Meer sowohl gegenüber der täglichen wie gegenüber der jährlichen Schwankung der Sonnenstrahlung nur sehr geringe Temperaturänderungen, während die Temperaturschwankungen des festen Erdreiches außerordentlich groß sind. Am Tage und im Sommer verschluckt das Meer große Wärmemengen, um diesen Vorrat in der Nacht und im Winter langsam auszugeben.

Das Wasser nimmt auch insofern eine Sonderstellung ein, als es vielfach durch Meeresströmungen in andere Breiten gebracht wird und dabei Wärme oder Kälte, die in ihm aufgespeichert ist, oft in weitab liegende Gegenden verfrachtet.

10. Erwärmung der Luft am erwärmten Untergrund. Bei Tage erwärmt der erhitzte Boden durch Leitung die unmittelbar auf ihm lagernde Luft, so daß diese spezifisch leichter wird. So stellt sich ein instabiler Zustand ein, und die Folge ist, daß die erwärmte Luft in die Höhe steigt. Sie macht herabsinkender kälterer oder von der Seite her zuströmender Luft Platz, die dann ihrerseits erwärmt wird und aufsteigt. So entstehen Austausch- oder Konvektionsströme, welche die vom Boden durch Leitung an die unteren Luftschichten abgegebene Wärme bis in beträchtliche Höhen der freien Atmosphäre wirksam werden lassen.

Beim Aufsteigen der am Boden erwärmten Luft kommt es zu vielfacher Wirbelbildung zwischen ihr und der herabsinkenden kälteren. Im kleinen Maßstab wird diese Durchwirbelung (Turbulenz) sichtbar, wenn z. B. im Sommer über einem erhitzten Felde die Luft aufsteigt und die hindurchgehenden Lichtstrahlen durcheinanderwirbelnde Luftteilchen verschiedenen Brechungsvermögens durchlaufen. In größerem Maßstabe macht sich die Durchwirbelung der Luft an sonnigen Tagen namentlich in den unteren Höhenkilometern dem Flieger bemerkbar, der dann (nicht passend) von „Sonnenböen“ spricht.

Wie in 4 dargelegt, behält die Luft die am Boden angenommene Temperatur beim Aufsteigen nicht bei. Durch das Höhersteigen kommt sie unter geringeren Druck, infolgedessen dehnt sie sich aus und kühlt dynamisch ab. Nach 5 hat der Wasserdampf einen großen Anteil am Wärmetransport nach oben, stecken doch in jedem Kilogramm an der Erde verdunsteten Wassers etwa 600 Kalorien, die frei werden, wenn es infolge der Abkühlung der Luft in der Höhe zu Wolkenbildung kommt.

Bei der nächtlichen Abkühlung des Bodens und der bodennahen Luftschichten stellen sich keine Konvektionsströmungen ein, weil die unteren

12 Erwärmung der Luft, Schwankung und Verteilung der Lufttemperatur.

Luftschichten dichter werden, so daß kein Grund zum Aufsteigen vorhanden ist. Die Luft ist in diesem Falle stabil geschichtet.

11. Isothermen. Um einen Überblick über die Temperaturverteilung in einem Gebiet oder auf der ganzen Erdoberfläche zu gewinnen, verbindet man in Karten alle Orte mit gleicher Temperatur durch Temperaturgleichen, auch Isothermen genannt.

Die Isothermen der Lufttemperatur am Erdboden sind nur die Schnittlinien von Isothermenflächen mit der Erdoberfläche. Über gleichmäßig erwärmten Boden verlaufen die Isothermenflächen horizontal, wobei die den einzelnen Flächen

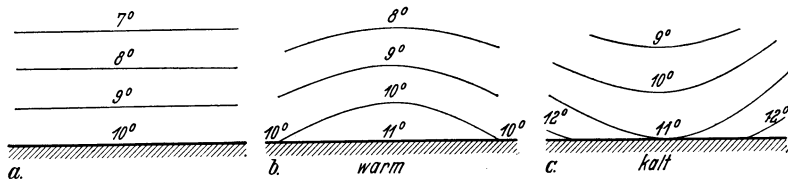


Abb. 3. Isothermenflächen.

entsprechende Temperatur nach oben zu abnimmt (Abb. 3 a), über einem erwärmten Gebiet innerhalb kälterer Umgebung sind sie nach oben gewölbt (Abb. 3 b), über einem abgekühlten Gebiet innerhalb wärmerer Umgebung sind sie nach unten gesenkt (Abb. 3 c).

12. Täglicher Gang der Lufttemperatur. Die tägliche Schwankung der Temperatur ist am größten bei wolkenlosem Himmel. Außerdem hängt sie für jeden Ort ab von dessen geographischer Breite, vom Sonnenstande, also der Jahreszeit und (aus den in 9 dargelegten Gründen) in hohem Grade von der Beschaffenheit des Untergrundes, ob Land oder See.

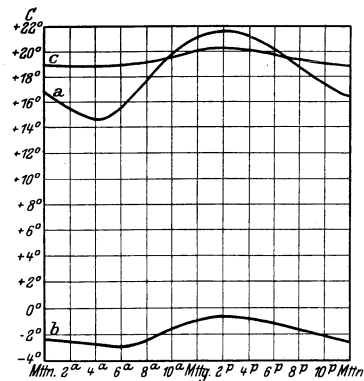


Abb. 4. Mittlerer täglicher Temperaturgang der unteren Luftschichten *a*) in Berlin im Juli, *b*) in Berlin im Januar, *c*) im Nordatlantischen Ozean (etwa 30° N) im Jahresdurchschnitt.

Die Kurven *a* und *b* der Abb. 4 stellen den täglichen Gang der Temperatur in Berlin an klaren Juli- und Januartagen als Beispiel der in Mitteleuropa herrschenden Verhältnisse dar. Man sieht aus der Julikurve (*a*): die niedrigste Temperatur herrscht wegen der nächtlichen Ausstrahlung, der keine Einstrahlung gegenübersteht, etwa bei Sonnenaufgang. Mit höher steigender Sonne erwärmen sich die unteren Luftschichten mehr und mehr. Von Mittag an beginnt die Einstrahlung abzunehmen, sie übertrifft aber zunächst noch die Ausstrahlung, bis 2—3 Stunden nach Mittag beide einander gleich werden.

Nun beginnt mit mehr und mehr sinkender Sonne eine allmähliche

Abkühlung des Bodens und damit auch der Luft, die bis zum nächsten Morgen anhält. Die tägliche Periode der Lufttemperatur erreicht also 2—3 Stunden nach Mittag ein Maximum und etwa bei Sonnenaufgang ein Minimum; sie schließt sich eng an die täglichen Temperaturschwankungen des festen Erdbodens an.

Die für klare Januartage geltende Kurve *b* zeigt, daß für solche Tage die mittlere Temperatur unter Null liegt; die Schwankung beträgt nur etwa $\frac{1}{3}$ der Schwankung der Sommerkurve, das Minimum tritt später am Vormittag ein, entsprechend dem späteren Sonnenaufgang.

Wesentlich anders verläuft der tägliche Gang der Temperatur auf dem Meere. Die tägliche Temperaturschwankung des Meereswassers beträgt meistens weniger als 1°C , die der Lufttemperatur ist nur etwas größer ($1\text{--}2^{\circ}$). Daß sie größer ist und ferner, daß das Maximum näher an die Zeit des höchsten Sonnenstandes heranrückt, läßt darauf schließen, daß die Erwärmung der Luft über dem Meer zum Teil auf unmittelbare Absorption der Sonnenstrahlen zurückzuführen ist.

Die Kurve *c* der Abb. 4 versinnbildlicht den täglichen Gang der Temperatur auf dem Meere unter etwa 30° Nordbreite. Die Schwankung ist äußerst gering, während sie in Wüsten- und Steppengebieten bis zu 30° betragen kann. Die tägliche Schwankung ist bei gleicher Beschaffenheit des Untergrundes am Äquator am größten, im Polargebiet verschwindet sie während der Polarnacht ganz.

Tägliche Temperaturschwankungen werden durch das Aufsteigen der am Boden erwärmten Luft bis zu etwa 1000 m Höhe fühlbar, darüber hinaus bemerkt man nur eine sehr kleine Tagesschwankung, die auf direkte Absorption der Sonnenstrahlen zurückzuführen ist.

13. Jährlicher Gang der Lufttemperatur. Die Jahresschwankung der Temperatur nimmt mit wachsender Breite zu, auch sie ist für Orte in gleicher Breite stark von der Beschaffenheit des Untergrundes abhängig.

Das Anwachsen der Jahresschwankung mit der Breite veranschaulicht Abb. 5. In der Tropenzone (Batavia, Kurve *a*) ist die jährliche Schwankung äußerst gering, dabei treten entsprechend den beiden Zenitdurchgängen der Sonne zwei Maxima und zwei Minima auf. Durch jahreszeitliche Winde oder Regenzeiten kommen in manchen Gegenden (Indien, Kalifornien) beträchtliche Abweichungen von diesen allgemeinen Verhältnissen vor.

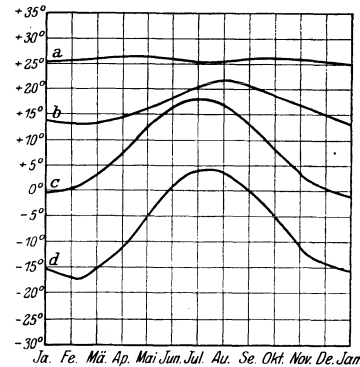


Abb. 5. Mittlerer jährlicher Gang der Temperatur der unteren Luftschichten *a*) in Batavia, *b*) in Ponte Delgada (Azoren), *c*) in Berlin, *d*) in Nowaja Semlja.

14 Erwärmung der Luft, Schwankung und Verteilung der Lufttemperatur.

Da das Meer sich weniger stark und langsamer erwärmt, so sind auch die jährlichen Temperaturschwankungen über den Meeren und an den Küsten sehr gering, sie treten außerdem mehr verspätet gegen den Sonnenstand ein als an binnenlands gelegenen Orten. Man unterscheidet danach geradezu Land- oder Kontinentalklima vom Seeklima, jenes ausgezeichnet durch heiße Sommer und strenge Winter, dieses durch kühle Sommer und milde Winter. So schwankt in Valentia (Irland) die mittlere Monatstemperatur zwischen $+7^{\circ}$ (Januar) und $+15^{\circ}$ (Juli), also um 8° , in dem auf gleicher Breite gelegenen Berlin zwischen -1° und $+18^{\circ}$, also um 19° . Sie schwankt in Thorshavn (Färöerinseln) zwischen $+3^{\circ}$ und $+11^{\circ}$, also um 8° , dagegen in Jakutsk (Sibirien) zwischen -43° und $+19^{\circ}$, also um 62° .

Der jährliche Gang der Lufttemperatur ist noch in einer Höhe von 10000 m wahrnehmbar und zeigt mit zunehmender Höhe eine wachsende Verspätung. Das Maximum und Minimum der Temperatur tritt in dieser Höhe ungefähr $\frac{1}{4}$ Jahr später als am Boden auf.

14. Temperaturverteilung in der Vertikalen, Inversionen, Troposphäre, Stratosphäre. Die Temperatur nimmt keineswegs immer stetig mit der Höhe ab. Vielmehr sind in die Lufthülle in der Regel eine Reihe von horizontalen Schichten eingelagert, so daß man sogar von einer „blättrigen Struktur“ der Atmosphäre spricht. In diesen Schichten findet man statt der sonst gleichmäßigen Temperaturabnahme eine sprunghafte Änderung der Temperatur meist in dem Sinne, daß die Temperatur in der Schicht nach oben etwas zunimmt, so daß wärmere Luft auf kälterer Luft schwimmt. Solche Schichten werden als Temperaturumkehrschichten oder Inversionen bezeichnet.

Da in der oberen leichteren Luft der Auftrieb geringer ist als in der unteren, so können z. B. Freiballone auf der letzteren unter Umständen wie eine Holzkugel auf Wasser schwimmen. Für das Luftschiff dagegen, das in größere Höhen aufsteigen will, sind Inversionsschichten hinderlich, weshalb sie in der Luftfahrt als „Sperrschichten“ bezeichnet werden. Daß sie diesen Namen verdienen, sieht man daran, daß aufquellende Cumuluswolken sich an ihnen oft horizontal ausbreiten und so eine Pilz- oder Amboßgestalt annehmen, oder an der pinienförmigen Gestalt von Vulkanausbrüchen. In ihrer ganzen Ausdehnung können die Schichtgrenzen dadurch sichtbar werden, daß an ihnen, und zwar gewöhnlich in der unteren Luftmasse, Kondensation des Wasserdampfes eintritt, so daß sich eine Stratuswolkendecke bildet. An der Grenzschicht findet sich fast immer auch eine sprunghafte Änderung nicht nur der Feuchtigkeit, sondern auch der Windrichtung und Windstärke. Durch den veränderten Wind wird die Oberfläche der unteren schwereren Luft oft in eine Wellenbewegung versetzt, gerade so wie das Wasser durch den darüber hinstreichenden Wind. Solche Luftwogen, deren Wellen viele Kilo-

meter lang sind, werden uns nicht selten durch Wogenwolken (s. 28) sichtbar.

Unter den Inversionen ist eine rund 10 km hochliegende vor allen anderen ausgezeichnet. Sie ist die Wolkengrenze. Von Vulkanausbrüchen scheint sie nur der des Krakatau 1883 durchstoßen zu haben, wodurch man die eigenartigen Dämmerungserscheinungen und die leuchtenden Nachtwolken der Folgezeit erklärt. Diese große Inversionszone, über der die Temperatur wieder etwas zunimmt oder doch konstant bleibt, teilt die Lufthülle in zwei Bezirke, unter ihr liegt die Troposphäre mit Temperaturabnahme von unten nach oben, über ihr liegt die Stratosphäre (geschichtete Lufthülle) mit zunächst gleichbleibender Temperatur.

Die Wesensverschiedenheit dieser beiden Schichten findet ihre Erklärung in der Art, wie jede von ihnen durch die Sonnenstrahlung erwärmt wird: die Troposphäre im wesentlichen durch Vermittlung der Erdoberfläche als einer „Heizplatte“, die Stratosphäre lediglich durch Absorption der durchgehenden Strahlen.

In den vorigen Absätzen ist geschildert, wie sich an der durch die Sonnenstrahlung erwärmten Erdoberfläche die unteren Luftschichten erwärmen, wie sie dann emporsteigen und die aufgenommene Wärme unter weitgehender Beteiligung des Wasserdampfes in die Höhe tragen. Die Troposphäre ist daher gekennzeichnet durch auf- und absteigende Luftströme, in ihr muß die Temperatur wegen der mit dem Aufsteigen der Luft verbundenen dynamischen Abkühlung mit der Höhe abnehmen, sie ist endlich der alleinige Sitz der mit dem Aufsteigen verknüpften Wolkenbildung. Es ist erklärlich, daß die Wirkung der „Heizplatte Erdboden“ in den Tropen weiter (bis 16 km) hinaufreicht als in den polaren Gebieten (in 60° N nur 9 km), ferner daß sie in Europa im August 11,3, im März nur 9,4 km hoch liegt.

Damit hängt zusammen, daß in den Tropen, trotz der viel höheren Temperatur am Boden, an der oberen Grenze der Troposphäre viel niedrigere Temperaturen herrschen als in höheren Breiten (im Mittel etwa -80°C am Äquator gegen -55°C in Europa).

In der Stratosphäre fehlen vertikale Luftbewegungen und infolge dessen auch Wolken. Wohl aber sind horizontale Luftströmungen, und zwar vor allem in den Tropen äußerst stürmische Ostwinde, in diesem Bereich der Lufthülle festgestellt worden. Riesige Luftwogen, die dadurch in der Grenzschicht hervorgerufen werden, sind wahrscheinlich von erheblichem Einfluß auf das Wetter an der Erdoberfläche.

15. Temperaturverteilung in der Horizontalen. Die Temperaturverteilung über die Erdoberfläche ist bedingt durch die geographische Breite, durch den Luftaustausch in Richtung der Meridiane, durch die

16 Erwärmung der Luft, Schwankung und Verteilung der Lufttemperatur.

Verteilung von Wasser und Land und durch warme und kalte Meeresströmungen.

Auf einer gleichmäßig etwa mit Wasser bedeckten Erde würden die Isothermen mit den Breitenparallelen zusammenfallen. Denn die Erwärmung durch die Sonnenstrahlung würde mit zunehmender Breite regelmäßig abnehmen. Auch der Luftaustausch zwischen niedrigen und hohen Breiten würde keine Temperaturunterschiede in ostwestlicher Richtung erzeugen, er würde lediglich die Tempera-

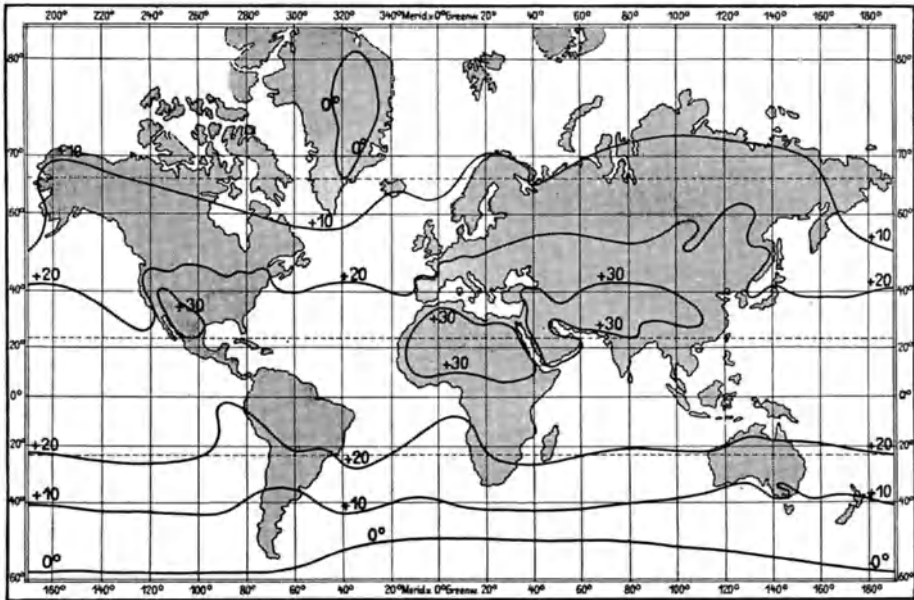


Abb. 6. Januar-Isothermen der Luft an der Erdoberfläche.

turgegensätze zwischen den tropischen und den höheren Breiten mildern.

Wie groß demgegenüber der Einfluß der Verteilung von Wasser und Land ist, lassen die in Abb. 6 und 7 dargestellten Isothermenkarten für Januar und Juli erkennen. Auf der größtenteils mit Wasser bedeckten südlichen Erdhälfte schließen sich die Isothermen einigermaßen den Breitenparallelen an. Nur im südlichen Sommer (Januarkarte) machen sich die Festländer, Südamerika, Südafrika und vor allem Australien durch hohe Temperaturwerte bemerkbar. Das Hochziehen der Isothermen äquatorwärts an den Westküsten Südamerikas und Südafrikas wird durch „Auftriebwasser“ (89) und kalte Strömungen veranlaßt, die von der Westwinddrift abzweigen, wie im Abschnitt über die Meeresströmungen näher beschrieben ist. Dadurch kommt es, daß

auf der südlichen Erdhälfte die Ostseiten der Ozeane kälter sind als die Westseiten.

Auf der nördlichen Erdhälfte weicht der Verlauf der Isothermen von dem der Breitenparallele stark ab, besonders auf der Januarkarte. Die großen Landflächen sind äußerst kalt, so daß z. B. der „Kältepol“ nicht im Polargebiet, sondern in Sibirien bei Werchojansk liegt, die Ozeane dagegen haben dank der großen Wärmekapazität des Wassers noch einen Wärmevorrat vom Sommer her bewahrt und dieser wird noch

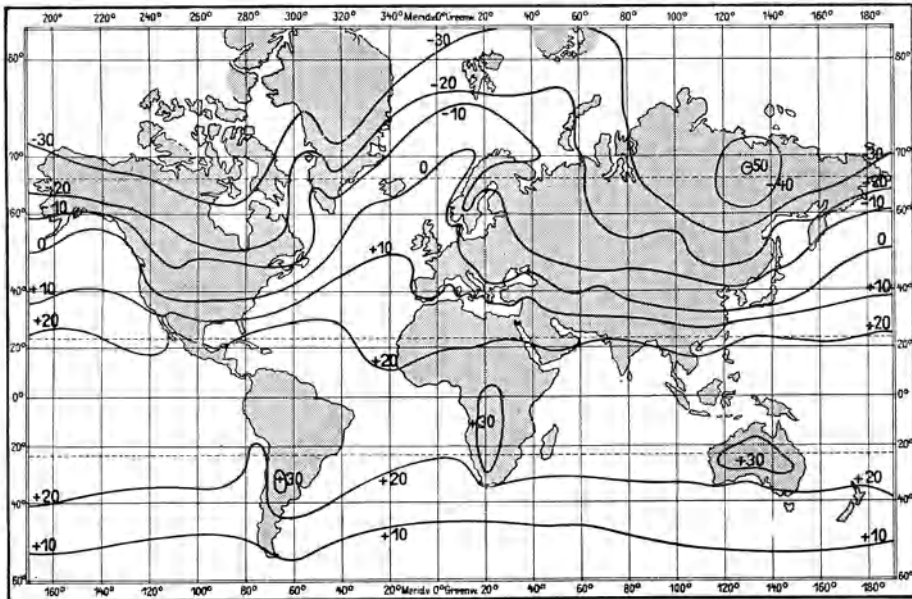


Abb. 7. Juli-Isothermen der Luft an der Erdoberfläche.

vermehrt durch kräftige Meeresströmungen aus tropischen Gegenden, dem Golfstrom und dem Kuroschio. So kommt es, daß man z. B. an der Westküste von Norwegen im Januar eine mittlere Temperatur von $+2^\circ$ gegen -50° auf derselben Breite in Nordostsibirien antrifft. Auf die Einwirkung von Meeresströmungen ist es auch zurückzuführen, daß auf der Nord-Erdhälfte von etwa 40° N ab die Ostseite der Ozeane wärmer ist als die Westseite, während für niedrigere Breiten auf beiden Erdhälften das Umgekehrte gilt.

Die wärmsten Gebiete der Erde finden wir im Kontinentalklima der niedrigen Breiten (Südasiens, insbesondere Arabien, Sahara, Südkalifornien, Australien). Die Verteilung der Landmassen bedingt, daß der „Wärmeäquator“ der Erde nicht mit dem geographischen Äquator zusammenfällt, sondern auf etwa 10° Nordbreite anzunehmen ist.

III. Der Luftdruck, Luftdruck und Wind.

16. Maßeinheiten des Luftdruckes. Der an irgendeiner Stelle in der Lufthülle herrschende Luftdruck ist eine Folge der über dieser Stelle lagernden Luftsäule. Er ist daher am Erdboden am größten und nimmt mit der Höhe zunächst schnell, nämlich etwa 1 mm für je 10,5 m Erhebung, dann immer langsamer ab. Der Luftdruck ist auch an der Erdoberfläche örtlich und zeitlich verschieden. Es ist bekannt, wie wichtig diese Verschiedenheiten für die Strömungsverhältnisse der Luft und alle damit zusammenhängenden Witterungserscheinungen sind.

Der Luftdruck wird seit Jahrhunderten mit dem Quecksilberbarometer gemessen und ausgedrückt durch die Höhe der Quecksilbersäule, die ihm das Gleichgewicht hält. Die Höhe wird entweder in Millimetern oder in englischen Zollen angegeben. Daneben benutzten einige Nationen schon seit längerer Zeit eine von dem norwegischen Meteorologen V. Bjerknes eingeführte physikalische Einheit, das Bar.

| Ein Bar ist der Druck von 1 Million Dyn auf 1 cm².

Bei einer Grundfläche von 1 cm² ist eine Quecksilbersäule von 13,6 g Gewicht 1 cm hoch. Daher hat eine Quecksilbersäule, die auf das Quadratzentimeter den Druck von 1 Million Dyn ausübt, die Höhe $\frac{1\,000\,000}{13,6 \cdot 981}$ cm = 74,95 cm, also rund 75 cm.

Zur Angabe des Luftdruckes wird das Bar in 1000 Millibar (mb) eingeteilt. Es ist also fast genau 1 mb = $\frac{3}{4}$ mm Quecksilberdruck und 1 mm Quecksilberdruck = $1\frac{1}{3}$ mb. Um Einheitlichkeit in den Luftdruckangaben herzustellen, haben die meisten Nationen für den internationalen Verkehr und deshalb auch vielfach für ihre nationalen Wetterkarten die Angabe nach Millibar angenommen.

Unsere heutigen Barometer sind noch durchweg nach Millimetern geteilt. Zur Verwandlung der an ihnen abgelesenen Stände in Millibar dient die Tafel IV im Anhang oder ausführlichere im „Schlüssel“ für Seeobs-Telegramme oder im Nautischen Funkdienst.

17. Zeitliche Schwankungen des Luftdruckes. Die Erwärmungen der Lufthülle geben zu zeitlichen Schwankungen des Luftdruckes Veranlassung. Diese können in unregelmäßige und periodische, letztere wiederum in tägliche und jährliche unterschieden werden.

Unregelmäßige Schwankungen sind in den Tropen selten, in höheren Breiten häufig und so stark, daß hier die regelmäßigen Schwankungen nur durch Mittelbildung über längere Zeiträume erkannt werden können.

Infolge der täglichen periodischen Erwärmung der Luft durch die Sonnenstrahlung ist eine Schwankung des Luftdruckes mit einer ganz-

tägigen Periode zu erwarten. Diese ist auch vorhanden, aber sie ist nur gering.

Dagegen ist auf der ganzen Erde mit Ausnahme der Polargebiete eine Schwankung des Luftdruckes mit halbtägiger Periode, und zwar mit Wellenbergen etwa um 10 Uhr vor- und nachmittags und Wellentälern um 4 Uhr vor- und nachmittags zu beobachten.

Diese Schwankung ist am größten in den Tropen, wo sie im Mittel 2—3 mm beträgt. Die Abb. 8 a, b, c zeigen, daß sie in allen Ozeanen mit großer Regelmäßigkeit auftritt; sie kann meistens Tag für Tag am Schreibbarometer unmittelbar abgelesen werden. Das ist in unseren Breiten niemals der Fall, nicht nur weil diese Schwankung in Europa weniger als 1 mm ausmacht, sondern besonders deshalb, weil diese periodische von sehr viel größeren unregelmäßigen Schwankungen überlagert ist und in diesen verschwindet. In den Tropen hat man jeder Abweichung des Barometerstandes von der täglichen Periode Aufmerksamkeit zu schenken, da sie auf atmosphärische Störungen hinweist.

Die Ursache der doppelten täglichen Periode des Luftdruckes ist lange rätselhaft gewesen; man sieht sie heute in einer Schwingung der gesamten Lufthülle, die angeregt wird durch eine an sich unbedeutende, aber mit der Eigenschwingung der Lufthülle in Resonanz befindliche halbtägige Störung.

Die jährlichen Schwankungen des Luftdruckes über einem Gebiet hängen eng mit der Verteilung von Land und Wasser zusammen. Sie sind unter 20 bei der Entstehung von Hoch- und Tiefdruckgebieten behandelt.

18. Isobaren, Isobarenformen. Um einen Überblick über ein „Druckfeld“, d. h. über die Luftdruckverteilung eines Gebietes zu gewinnen, verbindet man in Karten alle Orte mit gleichem Luftdruck durch Linien, Luftdruckgleichen oder Isobaren genannt. In die Wetterkarten werden die Isobaren heute in der Regel in Abständen von 5 zu 5 mb eingezeichnet. In der Abb. 9 sind die wichtigsten Isobarenformen dargestellt.

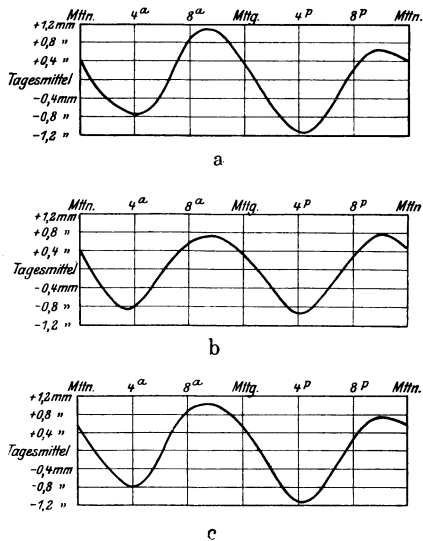


Abb. 8. Mittlere tägliche Luftdruckschwankung in den Tropen. a) Äquatorialer Atlantischer Ozean. b) Äquatorialer Indischer Ozean. c) Äquatorialer Pazifischer Ozean.

Hochdruckgebiete (Hochs oder barometrische Maxima) nennt man Gebiete, von denen aus der Luftdruck nach allen Seiten abnimmt. Tiefdruckgebiete (Tiefs, barometrische Minima oder

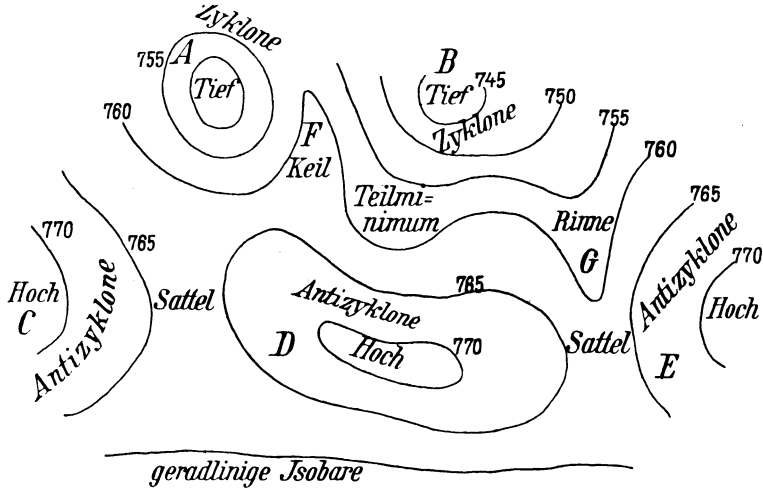


Abb. 9. Isobarenformen.

Depressionen) sind Gebiete, von denen aus der Luftdruck nach allen Seiten zunimmt.

Hoch- und Tiefdruckgebiete sind von kreisförmigen, elliptischen oder sonstigen geschlossenen Isobaren umgeben. Ein Hoch kann einen Keil hohen Luftdrucks zwischen zwei Tiefdruckgebieten vorstrecken,

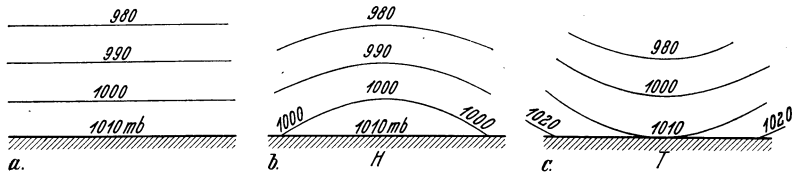


Abb. 10. Vertikalschnitt durch Flächen gleichen Druckes.

ein Tief kann eine Rinne tiefen Luftdrucks zwischen zwei Hochdruckgebieten einschieben. Ein Luftdrucksattel ist da vorhanden, wo nach zwei entgegengesetzten Richtungen der Druck ansteigt, während er in den senkrecht dazu gelegenen Richtungen fällt.

Die Isobaren des Barometerstandes in Meereshöhe sind die Schnittlinien von Flächen gleichen Druckes, die man sich durch die Luft- hülle gelegt denkt, mit der Erdoberfläche. Über einem Gebiet mit gleichförmiger Luftdruckabnahme nach oben sind die Flächen gleichen Druckes horizontal verlaufende Ebenen (Abb. 10 a). Ist an einem Orte *T* der Druck niedriger als in der Umgebung, so senken sich die Flächen gleichen

Luftdrucks über ihm, wie schematisch in Abb. 10 c dargestellt ist, denn der niedrige Druck in T wird in der Umgebung erst in einiger Höhe angetroffen. An einem Ort H dagegen, der höheren Luftdruck hat als die Umgebung, wölben sich die Flächen gleichen Druckes nach oben, denn der niedrigere Druck der Umgebung wird bei H erst in einiger Höhe erreicht (Abb. 10 b).

19. Der Gradient oder das Luftdruckgefälle.

Als Luftdruckgefälle oder Gradient bezeichnet man den Luftdruckunterschied auf eine Strecke von 60 sm (111 km), die senkrecht zu den Isobaren gelegt ist.

Je nachdem man den Luftdruckunterschied in Millimetern oder in Millibar ausdrückt, hat man zu unterscheiden zwischen Millimeter-Gradient und Millibar-Gradient. Isobarenkarten lassen die Größe des Luftdruckgefälles in den verschiedenen Gegenden eines „Druckfeldes“ anschaulich übersehen: Da, wo die Isobaren dicht gedrängt aufeinander folgen, ist der Gradient groß; je weiter sie auseinanderliegen, um so geringer ist das Gefälle.

Der Gradient bestimmt die Neigung der Flächen gleichen Druckes gegen die Erdoberfläche, und zwar ist der Neigungswinkel α , wie aus Abb. 11 hervorgeht, dem Gradienten direkt proportional zu setzen. In dieser Abbildung sei die senkrecht zu den Isobaren gelegte Strecke AB gleich 111 km = 111 000 m. In B ist der Luftdruck um den Gradienten höher als in A . Der in Millimeter-Quecksilberdruck angegebene Gradient sei G . Da der Luftdruck in Erdnähe auf 10,5 m um 1 mm abnimmt, so muß man in B um $G \cdot 10,5$ m in die Höhe steigen, um die durch A gehende Fläche gleichen Druckes zu erreichen. Es ist demnach

$$\operatorname{tang} \alpha = \frac{G \cdot 10,5}{111\,000},$$

also, da α ein kleiner Winkel

$$\alpha = \frac{G \cdot 10,5}{\operatorname{tang} 1' \cdot 111\,000} \quad \text{oder rund} = \frac{1}{3} G \text{ Bogenminuten.}$$

Wenn die Flächen gleichen Druckes zur Erdoberfläche parallel laufen, also $\alpha = G = 0$ ist, wie in Abb. 10 a, so steht die Richtung der Schwerkraft in jedem Punkte senkrecht zur Fläche gleichen Druckes, und es herrscht Gleichgewicht. Andernfalls, wie in den Fällen der Abb. 10 b oder der Abb. 10 c, erfahren die Luftteilchen durch die geneigt zur Fläche gleichen Druckes wirkende Schwerkraft eine Beschleunigung und gleiten auf den Flächen gleichen Druckes wie auf schiefen Ebenen abwärts. Dabei ist die beschleunigende Kraft um so größer, je steiler die Isobarenflächen gegen die Erdoberfläche geneigt sind, je größer also

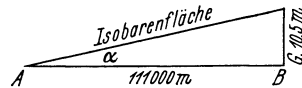


Abb. 11. Steilheit des Gradienten.

der Gradient ist. Die Größe des Luftdruckgefälles oder Gradienten wird, da sie proportional zu dem Neigungswinkel α ist, auch wohl als die „Steilheit“ des Gradienten bezeichnet.

20. Entstehung thermischer Tief- und Hochdruckgebiete. Über einer überall gleich warmen Erdoberfläche befinde sich die Luft im Gleichgewicht. In diesem Falle wird an der Erdoberfläche überall derselbe Druck herrschen; mit der Höhe wird der Druck abnehmen, in den unteren Schichten um 1 mm für je 10,5 m Erhebung.

Wird nun ein Teil dieser Fläche durch die Sonnenstrahlung stärker erwärmt als die Umgebung, so erwärmt sich auch die über dieser Stelle lagernde Luft und dehnt sich infolgedessen aus. Eine Ausdehnung nach den Seiten kann nur am Rande des erwärmten Gebietes stattfinden und ist ohne Bedeutung, wenn das Gebiet groß ist. Die Ausdehnung erfolgt daher wesentlich nach oben. Die über jedem Quadrat-zentimeter lagernde Luftsäule wird dadurch höher; da sie aber dasselbe Gewicht behält,

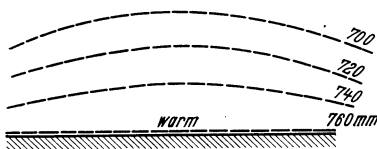


Abb. 12. Flächen gleichen Druckes vor Abfluß der Luft in die Höhe.

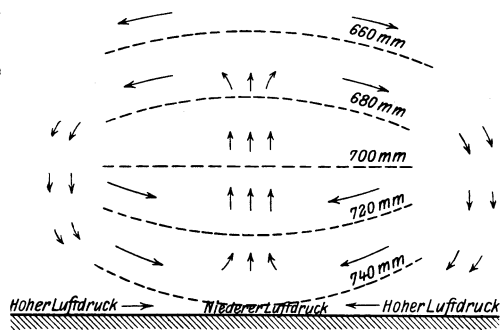


Abb. 13. Flächen gleichen Druckes nach Abfluß der Luft in der Höhe.

so bleibt der Luftdruck am Boden zunächst derselbe. Anders in höheren Schichten! Hier steigt der Druck, weil Luft, die bisher unter der betreffenden Schicht lag, infolge der Ausdehnung über sie tritt und deshalb die belastende Masse vermehrt. Die Flächen gleichen Druckes wölben sich also über dem erwärmten Gebiet auf, wie es die Abb. 12 andeutet.

Nun fließt die gehobene Luft oben nach allen Seiten auseinander, sie gleitet auf den geneigten Flächen gleichen Druckes nach außen. Infolgedessen verringert sich die über der erwärmten Fläche lagernde Luftmenge und der Luftdruck sinkt hier, wie es durch die Abb. 13 schematisch dargestellt wird.

Wird ein Teil der Erdoberfläche mehr erwärmt als die Umgebung, so bildet sich über ihm ein Tiefdruckgebiet.

Kühlt sich dagegen ein Teil der Erdoberfläche etwa durch Ausstrahlung oder sonstwie stärker ab als die Umgebung, so kühlt sich auch die Luft über ihm ab und sinkt infolgedessen zusammen. Zunächst

bleibt der Druck am Boden derselbe, in höheren Lagen jedoch nimmt er ab, da Luft, die vorher über der betreffenden Stelle lag, unter sie herabsinkt. In den höheren Schichten strömt infolgedessen auf den nach innen geneigten Flächen gleichen Druckes Luft herzu, so daß die über dem abgekühlten Gebiete lagernde Luftmenge größer wird und der Luftdruck über ihm steigt.

Wird ein Teil der Erdoberfläche mehr abgekühlt als die Umgebung, so bildet sich über ihm ein Hochdruckgebiet.

In der Abb. 14 sind ein erwärmtes Gebiet mit niedrigem und ein abgekühltes Gebiet mit hohem Luftdruck mit dem schematischen Verlauf der Isobarenflächen nebeneinander gezeichnet.

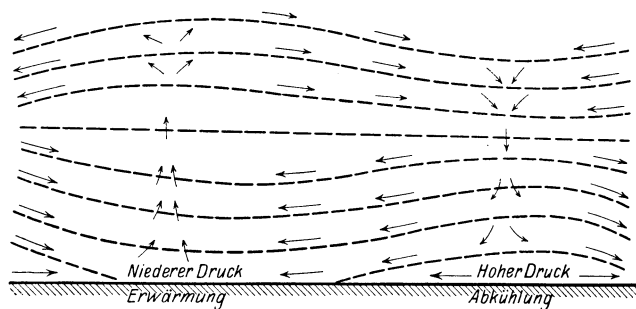


Abb. 14. Tiefdruck- neben Hochdruckgebiet.

Am auffälligsten sehen wir die Abhängigkeit des Luftdruckes von der Temperatur über ausgedehnten Kontinentalflächen, die in mittleren Breiten liegen. So zeigt Asien im Januar Luftdruckwerte von 780 mm gegen 750 mm im Juli, während in Australien Januarwerte von 755 mm Juliwerten von 765 mm gegenüberstehen. Auch Nordamerika und Südafrika zeigen große jährliche Schwankungen des mittleren Luftdruckes. Demgegenüber zeigt der Luftdruck über den Ozeanen nur geringe jahreszeitliche Verschiedenheiten (s. die Karten, Abb. 30 und 31).

Wenn die Verteilung des Luftdrucks auf der Erde nur thermisch, d. h. durch die Temperaturverhältnisse bestimmt wäre, so müßte man den tiefsten Luftdruck am Äquator, den höchsten an den Polen erwarten. In der Tat haben wir niedrigen Druck in der Äquatorzone, doch steigt der Luftdruck keineswegs von hier zu den Polargebieten stetig an, sondern wir finden in etwa 30° ausgesprochene Gürtel hohen Druckes, die sog. Roßbreiten-Maxima oder subtropischen Hochdruckgürtel. Von hier nimmt der Druck polwärts ab, um erst im eigentlichen Polargebiet wieder zuzunehmen. Die Ursache dieser Erscheinungen ist in 27 erörtert.

21. Luftbewegung bei Tief- und Hochdruckgebieten. Die in den Tief- und Hochdruckgebieten und ihrer Umgebung eintretenden Luftbewegungen sind in Abb. 13 und 14 durch Pfeile angedeutet.

Im Hochdruckgebiet sinkt die Luft herab, an der Erdoberfläche weht der Wind vom Hoch zum Tief hin, im Tiefdruckgebiet steigt

die Luft empor, um in der Höhe zum Hochdruckgebiet zurückzukehren.

Die Abb. 13 und 14 sind stark überhöht gezeichnet. Die horizontale Ausdehnung dieser Gebiete ist unvergleichlich größer als die vertikale. Deshalb sind auch die horizontalen Luftströmungen, die Winde, bedeutend kräftiger als die vertikalen, die man sich als äußerst langsames Auf- und Absteigen der Luft denken muß.

Dieses Auf- und Absteigen der Luft in Tief- und Hochdruckgebieten ist nicht zu verwechseln mit Vertikalkomponenten von Winden, wie sie z. B. an Gebirgen als Auf- und Abwind vorkommen, oder wie sie sich in Böen nicht selten als verhängnisvoll für Flugzeuge und Luftschiffe auswirken.

Das Gesagte sei noch durch das folgende Gedankenexperiment erläutert. Zwei mit Luft verschiedener Temperatur gefüllte aneinander grenzende Kammern seien zunächst durch eine Scheidewand getrennt (Abb. 15 a). Oben herrsche in beiden Kammern derselbe Druck p , dann ist am Boden der Kammer mit kalter Luft der Druck p_2 größer als der

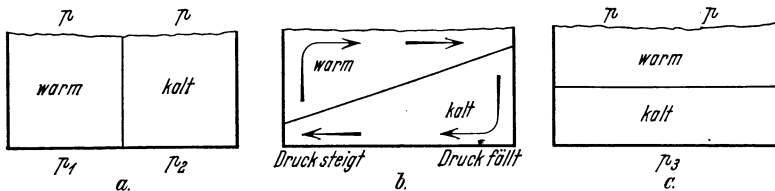


Abb. 15. Warmluft- neben Kaltluftkörper.

Druck p_1 am Boden der Kammer mit warmer Luft. Wird die Scheidewand entfernt (Abb. 15 b), so dringt die kalte Luft unten keilförmig unter die warme, während diese oben in die vorhin kalte Kammer strömt. Dabei fällt der Druck am Boden der vorher kalten, er steigt am Boden der vorher warmen Kammer. Im Endzustand (Abb. 15 c) ruht unten die kalte, oben die warme Luft; der Druck p_3 am Boden ist jetzt überall gleich.

Zum Schluß liegt der Schwerpunkt der ganzen Luftmasse tiefer als zu Anfang. Die durch das Sinken geleistete Arbeit ist in die Bewegungsenergie der in Abb. 15 b dargestellten Strömung verwandelt. (Im Endzustand ist sie durch Reibung in Wärme umgesetzt.) Entsprechend erfahren in der freien Atmosphäre warme Luftmassen, die zwischen kalten eingebettet sind, einen Auftrieb (Abb. 16 a). Kalte Luftmassen dagegen haben das Bestreben, indem sie sich unter die umgebende Warmluft schieben, auseinanderzufließen und sich am Boden auszubreiten (Abb. 16 b).

Kreisläufe der Luft. Wird dauernd der warmen Kammer in Abb. 15 Wärme zugeführt und der kalten Kammer dieselbe Wärme-

menge entzogen, so stellt sich ein dauernder Kreislauf der Luft im Sinne der Pfeile der Abb. 15 b ein (siehe auch Abb. 14). Solche Kreisläufe spielen sich in der Lufthülle der Erde in kleinen und in ganz großen Maßstäben fortwährend ab.

Eine bedeutsame Rolle spielt bei diesen Kreisläufen in der Atmosphäre der Wasserdampf. Enthält nämlich die im Tiefdruckgebiet aufsteigende Luft Wasserdampf und kommt es beim Aufsteigen infolge der dynamischen Abkühlung zur Kondensation, so liefert die dabei freiwerdende Kondensationswärme einen weiteren Antrieb zur Aufwärtsbewegung (s. 5).

Beim Herabsinken der Luft im Hochdruckgebiet dagegen nimmt die relative Feuchtigkeit der an und für sich schon wasserarmen höheren Luft noch weiter ab, so daß wir in Hochdruckgebieten einen klaren, wolkenlosen Himmel finden. Dieser wiederum ermöglicht eine starke Wärmeausstrahlung gegen den Weltraum, durch die der Erdboden

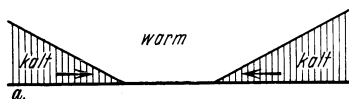


Abb. 16 a. Kalte Luftmassen heben Warmluft vom Boden ab.



Abb. 16 b. Auseinanderfließende Kaltluftmasse.

weiter abgekühlt wird. Solche auf Wärmeausstrahlung beruhende Hochdruckgebiete, Strahlungshochs genannt, haben deshalb meistens eine lange Lebensdauer (s. 46). Zu ihnen gehören z. B. die Hochdruckgebiete, die im Winter über Sibirien und Rußland lagern und durch ihre Ausläufer und durch ihre ausströmenden Winde oft wochenlang grimmige Kälte über Europa bringen.

Die kleineren und großen Kreisläufe in der Lufthülle bewirken, daß die einem Teil der Erde zugestrahlte Wärme verbreitet wird und auch anderen Gebieten zugute kommt, sie veranlassen z. B. einen gewaltigen Wärmetransport von den Tropen in höhere Breiten, ferner im Sommer einen solchen von Land nach See und im Winter von See nach Land.

Aus dem Gesagten folgt die Allgemeingültigkeit des Satzes:

Gebiete, über denen die Luft in aufsteigender Bewegung ist, sind Schlechtwettergebiete, solche mit absteigender Bewegung Schönwettergebiete.

22. Ablenkung des Windes durch die Erddrehung. Auf ruhender Erde würde die Luft einfach vom Hochdruckgebiet fort- und auf das Tiefdruckgebiet zuströmen. Dabei würden die Luftteilchen unter der Wirkung der „Gradientkraft“, d. h. der in der Richtung des Gradienten auf sie wirkenden Kraft, eine beschleunigte Bewegung ausführen. Die Drehung der Erde um ihre Achse hat jedoch einen eigentümlichen

Einfluß auf alle auf der Erde vor sich gehenden Bewegungen. Wie in der Physik¹ gezeigt wird, erfahren nämlich alle horizontal bewegten Körper auf der nördlichen Erdhälfte eine Ablenkung nach rechts, auf der südlichen Erdhälfte eine Ablenkung nach links von der Richtung der Bahn, die sie auf der ruhenden Erde beschreiben würden.

Es ist demnach gerade so, als wenn auf jeden parallel zur Erdoberfläche bewegten Körper, z. B. auf ein Luft- oder Wasserteilchen, quer zu seiner Bahn eine Kraft wirkte, die auf Nordbreite nach rechts, auf Südbreite nach links gerichtet ist.

Die „ablenkende Kraft der Erdrotation“ verschwindet auf dem Äquator und wächst mit dem Sinus der Breite.

Sie ist proportional zur Geschwindigkeit des bewegten Teilchens. Deshalb ist sie klein, wenn sich eine Luftmasse unter der Wirkung eines Druckgefälles in dessen Richtung erst in Bewegung setzt. Wächst infolge Beschleunigung durch die „Gradientkraft“ die Geschwindigkeit, so wächst auch die „ablenkende Kraft der Erdrotation“, das Teilchen wird mehr und mehr von der Richtung des Gradienten abgelenkt. Schließlich wird die ablenkende Kraft gleich der Gradientkraft. Von diesem Augenblick an bewegt sich, falls keine Reibung vorhanden ist, die Luftmasse nach dem Trägheitsgesetz mit gleichbleibender Geschwindigkeit in der Richtung der Isobare weiter.

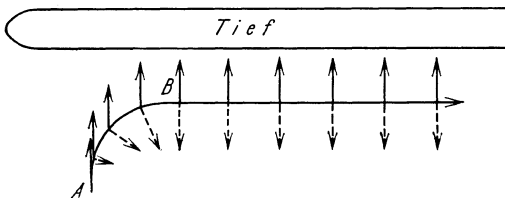


Abb. 17. „Gradientkraft“ und „ablenkende Kraft“.

ablenkende Kraft der Erdrotation (punktierter Pfeile). Etwa bis *B* ist die Bewegung der Luftmasse beschleunigt, von da bewegt sie sich mit gleichförmiger Geschwindigkeit, weil die nach Norden und die nach Süden treibende Kraft einander gleich geworden sind.

In der Tat zeigen die Wetterkarten für Nordbreite, daß Westwind an ein von S nach N gerichtetes Luftdruckgefälle gebunden ist (siehe z. B. Abb. 21 u. 22). Eine längs eines Breitenparallels verlaufende Tiefdruckrinne finden wir ganz besonders auf etwa 60° Südbreite. Dementsprechend liegt zwischen 40° und 60° S eine mächtige Zone westlicher Winde.

Ist Reibung an der Erdoberfläche vorhanden, so wird die Geschwindigkeit der Luftteilchen nicht so groß, daß die Ablenkungs-

Die Abb. 17 möge das z. B. für Nordbreite erläutern. Nördlich von *A* befindet sich ein in der Richtung des Breitenparallels sehr ausgedehntes Tief. Die Luft in *A* setzt sich unter der Wirkung der Gradientkraft (ausgezogene Pfeile) nach Norden in Bewegung. Mit wachsender Geschwindigkeit wächst die quer zur Bahn gerichtete

¹ Siehe Kaltenbach-Meldau: Physik für Seefahrer. § 42.

kraft die Gradientkraft ganz aufhebt. Dann folgt die Luft der Gradientkraft mehr oder weniger, das heißt aber, sie strömt in Spiralbahnen in das Tief ein und aus dem Hoch aus. Die Abb. 18 und 19 stellen diese Bewegung für Nordbreite dar. In den Abbildungen ist die Gradientkraft mit g bezeichnet, sie ist in Abb. 18 nach dem Tief hin-, in Abb. 19 vom Hoch weggerichtet. Die ablenkende Kraft a der Erddrehung liegt senkrecht zur Bewegungsrichtung, und zwar auf Nordbreite nach rechts. Diese beiden Kräfte sind in den Abbildungen von Isobare zu Isobare nach dem Parallelogrammsatz zusammengesetzt.

Man nennt die in Abb. 18 dargestellte Bewegung der Luft um ein Tief zyklonal, die in Abb. 19 dargestellte um ein Hoch antizyklonal.

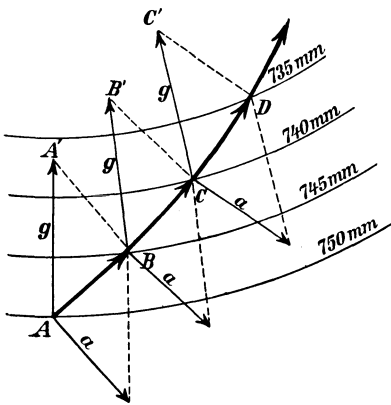


Abb. 18. Einströmen der Luft in ein Tief auf Nordbreite.

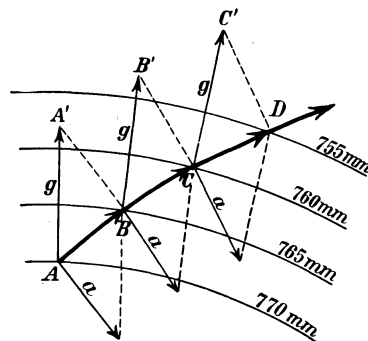


Abb. 19. Ausströmen der Luft aus einem Hoch auf Nordbreite.

Dementsprechend heißt ein Tief mit den umgebenden Winden eine Zyklone, ein Hoch mit seinen Winden eine Antizyklone.

Aus den Abb. 18 und 19 und entsprechenden für Südbreite gezeichneten ergibt sich:

Auf Nordbreite strömt der Wind in ein Tiefdruckgebiet gegen den Uhrzeiger ein, aus einem Hochdruckgebiet mit dem Uhrzeiger aus. Auf Südbreite strömt der Wind in ein Tiefdruckgebiet mit dem Uhrzeiger ein, aus einem Hochdruckgebiet gegen den Uhrzeiger aus (siehe Abb. 20; vgl. auch die Karten 30 und 31).

Nach dem Gesagten hat die Reibung eine doppelte Wirkung auf die Luftströmungen: einerseits wird die Bewegung gebremst, andererseits werden die Luftteilchen veranlaßt, nach dem Tief in- und aus dem Hoch auszuströmen.

Auf dem Meere ist die Reibung der Luft an der Unterlage wesentlich geringer als auf dem Festlande. Daher weht der Wind dort mehr in der Richtung der Isobare. Als charakteristische Beispiele dafür mögen die in Abb. 21 und 22 dargestellten Zyklonen und Antizyklonen dienen.

Da über dem Lande in größerer Höhe die Reibung ebenfalls mehr und mehr verschwindet, so weht auch über dem Lande in der Höhe der Wind mehr in der Isobarenrichtung, woraus es sich erklärt, daß Flieger beim Aufsteigen in unseren Breiten eine Rechtsdrehung, auf Südbreite eine Linksdrehung des Windes feststellen.

Zentrifugalkraft. Bei gekrümmten Windbahnen macht sich als weitere scheinbare Kraft die Zentrifugalkraft bemerkbar. Sie treibt die Luftteilchen nach der Außenseite der Bahn, sie ist also beim Tief der

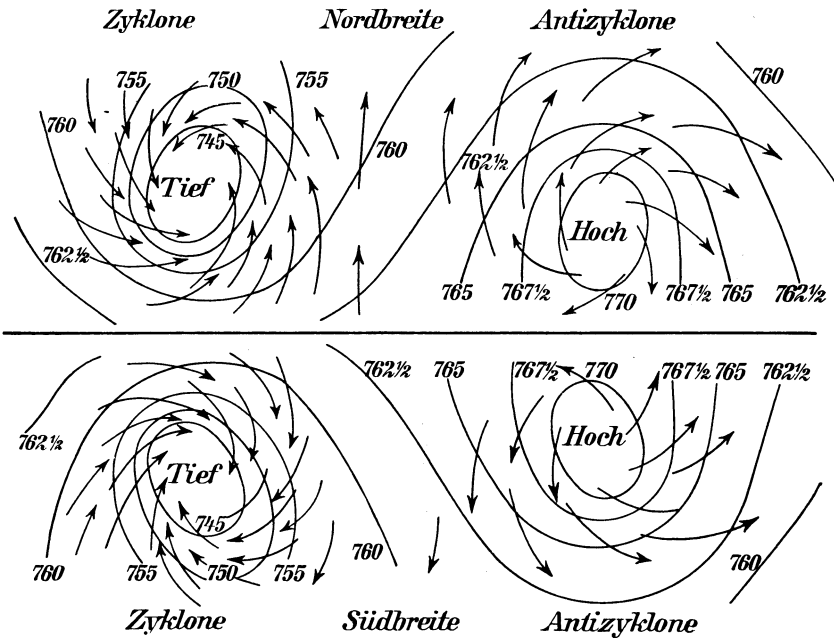


Abb. 20. Zyklonen und Antizyklonen.

Gradientkraft entgegen-, beim Hoch ihr gleichgerichtet. Ihre Größe ist proportional der Bahnkrümmung und proportional dem Quadrat der Geschwindigkeit. Sie macht sich besonders in tropischen Orkanen und bei Tromben (s. 49) bemerkbar, indem sie bewirkt, daß die Luftteilchen in Kreisen um den Kern des Tiefdruckgebietes herumwirbeln.

Aus den Abb. 18, 19 und 20 ergibt sich die als Buys-Ballotsches Gesetz oder barisches Windgesetz bezeichnete Regel:

Stellt man sich mit dem Rücken gegen den Wind, so liegt der niedrige Luftdruck

auf Nordbreite links etwas vorderlicher als quer,

auf Südbreite rechts etwas vorderlicher als quer.

Oder:

Denkt man sich vor dem Winde segelnd, so hat man auf Nordbreite den tiefen Luftdruck etwa 6 str von vorn a. B. B., auf Südbreite den tiefen Luftdruck etwa 6 str von vorn a. St. B.

Abweichungen von dieser Regel kommen nur vor, wenn einer Luftströmung durch ein Gebirge, eine Steilküste oder ein sonstiges Hindernis eine abweichende Richtung aufgezwungen wird.

Ohne die Ablenkung des Windes durch die Erddrehung würden sich Luftdruckunterschiede verhältnismäßig leicht ausgleichen. Die ablenkende Kraft bewirkt, daß sich die Luftteilchen den Gebieten tiefen Luftdruckes auf Bahnen nähern, die durchweg erheblich länger sind als der gerade Weg, um so länger, je höher die geographische Breite ist.

23. Stärke des Windes. Die Windgeschwindigkeit wird angegeben in „Meter in der Sekunde“ (abgekürzt m/s oder mps) oder nach der von dem Admiral Beaufort aufgestellten Skala. Diese ist ursprünglich auf die Segelführung der Schiffe begründet und später durch Angaben über die den einzelnen Stärkegraden entsprechende Beschaffenheit

der Meeresoberfläche oder das Verhalten von Gegenständen am Land gegenüber dem Wind ergänzt worden. Die Tafel VII des Anhanges gibt eine Übersicht darüber und über den Zusammenhang der Werte der Beaufort-Skala mit der in m/s ausgedrückten Windgeschwindigkeit. Sie ist dem Heft „Schlüssel und Anweisung zur Aufstellung von Seeobs-Telegrammen (3. Aufl.)“ entnommen.

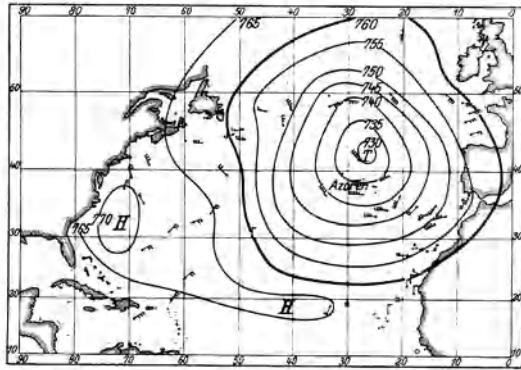


Abb. 21. Beispiel zyklonaler Winde auf Nordbreite. Niedriger Luftdruck bei den Azoren am 16. Nov. 1909, 8 Uhr vorm.

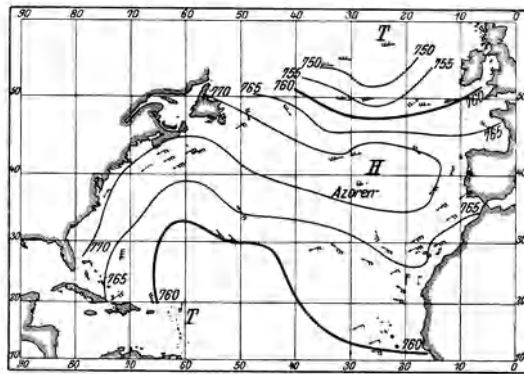


Abb. 22. Beispiel antizyklonaler Winde auf Nordbreite. Hoher Luftdruck bei den Azoren am 28. Nov. 1909, 8 Uhr vorm.

Die Windgeschwindigkeit hängt ab vom Gradienten, ferner von der Größe der Ablenkung durch die Erdrotation, also der geographischen Breite und von der Reibung an der Erdoberfläche bzw. den benachbarten Luftschichten.

In unseren Breiten ist die Windstärke nach der Beaufort-Skala ungefähr gleich dem doppelten Zahlenwert des Millimeter-Gradienten.

In niedrigeren Breiten entspricht dem gleichen Gradienten eine größere Windgeschwindigkeit, weil die Ablenkung durch die Erddrehung geringer ist, also das Luftdruckgefälle mehr ausgenutzt wird. (Vergleich mit der Bewegung eines Mannes der geradenwegs oder in einer Spirallinie in einen Talkessel hineinläuft.)

Infolge Abnahme der Reibung mit der Höhe nimmt der Wind vom Boden aus mit der Höhe zuerst schnell, dann langsamer zu. Am Land herrscht in 500 m Höhe durchschnittlich die doppelte Windgeschwindigkeit, wie in der Höhe, in der Windmesser gewöhnlich aufgestellt werden.

Auf See ist wegen der geringen Reibung die Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe (ebenso wie die Rechtsdrehung auf Nord-, die Linksdrehung auf Südbreite) geringer als am Land.

Daß sie auch auf See gelegentlich auffällig in die Erscheinung tritt, zeigt ein Bericht von Kapitän W. Müller (Ann. d. Hydr. 1911, H. 10): „Am 3. Februar 1910 auf etwa 36° südl. Breite und 53° westl. Länge hatten wir, obwohl an Deck kaum Wind zu verspüren und die See sozusagen spiegelglatt war, oben genügend Wind, um das Schiff mit 6 Knoten durchs Wasser zu treiben. Die Untersegel hingen schlaff an den Masten herunter. Die Erscheinung hielt von 4 Uhr vormittags bis 2 Uhr nachmittags an.“

Daß die Reibung über dem Lande stark vergrößert ist, bemerkt man auffällig, wenn der Wind von See auf Land übertritt. Die durch Reibung am Land verzögerte Luft kann nicht schnell genug ausweichen und zwingt die nachdrängende daher zum Aufsteigen. Dabei kommt es häufig zu einer so starken Abkühlung, daß Kondensation des Wasserdampfes eintritt. Dann zieht sich parallel zur Küste eine Wolkenbank hin (s. 27, Hinderniswolken).

Über dem Lande beobachtet man eine deutliche tägliche Periode der Windstärke: am Tage ist die Windgeschwindigkeit am Erdboden größer, in der Höhe geringer als in der Nacht. Der Grund liegt in der am Tage kräftigen Durchmischung der unteren und oberen Luftschichten. Die durch Reibung am Erdboden verlangsamte Luft steigt in die Höhe und vermindert die Geschwindigkeit der oberen Luftschichten; die unter Beibehaltung ihrer großen Geschwindigkeit nach unten sinkende Luft vermehrt die Geschwindigkeit der unteren Luftmassen. Nachts fällt diese Ursache fort. Ebenso fehlt sie auf dem Meere, da sich die Temperatur der Wasserfläche tagsüber fast gar nicht ändert, so daß die vertikale Durchmischung der Luft tags nicht viel größer ist als nachts.

24. Das Strömungsfeld, Stromlinien, Konvergenzen und Divergenzen. Lange Zeit hat man sich bei der Wettervorhersage lediglich auf die Luftdruckverteilung gestützt; heute weiß man, daß das Wetter vielfach

in engerer Beziehung zu den jeweiligen Strömungsverhältnissen der Luft steht, als zum Verlauf der Isobaren. Indem die strömende Luft ihre Temperatur und ihre Feuchtigkeit aus der Gegend mitbringt, aus der sie kommt, bedingt sie vielfach ihrerseits die Veränderungen der Druckverteilung, so daß man von der Ansicht zurückgekommen ist, daß das Druckfeld allein die Winde und im Zusammenhang damit das Wetter bestimmt, und erkannt hat, daß sich das „Druckfeld“ und das „Stromfeld“ gegenseitig bedingen.

Das Stromfeld wird dargestellt durch die Stromlinien.

Stromlinien sind Kurven, deren Tangenten in jedem Punkte die Richtung des dort herrschenden Windes angeben.

Der Strömungsverlauf in einer Gegend ist gewöhnlich an den Windpfeilen, die in den Beobachtungsstationen angetragen werden, ziemlich gut zu übersehen.

Aus der Stetigkeit (Kontinuität) des Strömungsvorganges folgt, daß Stromlinien sich im allgemeinen nicht schneiden, und daß Stromlinien nicht frei im Stromfelde anfangen oder enden. Wohl können Stromlinien in sich selbst zurücklaufen. Sie können auch von gewissen Unstetigkeitspunkten oder -linien ausgehen oder in ihnen zusammenlaufen. Diese Unstetigkeiten (auch Singularitäten oder Diskontinuitäten genannt) sind für die Wetterbeurteilung von hervorragender Bedeutung. Die wichtigsten von ihnen sind in Abb. 23 in Draufsicht dargestellt:

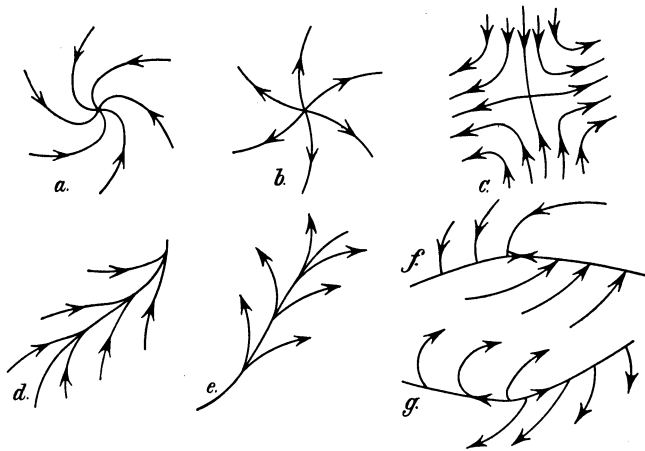


Abb. 23. Strömungslinien mit Unstetigkeiten.

1. Der Konvergenzpunkt, in dem Stromlinien zusammenlaufen (Abb. 23 a). Über ihm steigt die von allen Seiten herangeführte Luft in die Höhe. Infolge der Ablenkung durch die Erddrehung sind die Stromlinien in der Regel gebogen, wie in Abb. 23 für Nordbreite angedeutet.

2. Der Divergenzpunkt, von dem Stromlinien nach allen Seiten auslaufen (Abb. 23 b). Über ihm sinkt die Luft herab.

3. Der neutrale Punkt entsteht durch zwei gegeneinanderfließende und voreinander ausweichende Strömungen (Abb. 23 c). Mit ihm brauchen keine Vertikalbewegungen verbunden zu sein.

4. Die Konvergenzlinie, in der zwei Luftströmungen von verschiedener Richtung zusammenlaufen (Abb. 23 d), Auch hier ist die Luft zum Aufsteigen gezwungen.

5. Die Divergenzlinie, von der Strömungen nach verschiedenen Richtungen auseinanderlaufen, verbunden mit absteigender Luft (Abb. 23 e).

In Abb. 23 f ist das Zusammentreffen von zwei Konvergenzlinien in einem Konvergenzpunkt, in Abb. 23 g das Auslaufen von zwei Divergenzlinien von einem Divergenzpunkt dargestellt.

Konvergenzlinien treten oft beim Zusammentreffen von Luftströmungen auf, die verschiedene Temperatur und deshalb verschiedene Dichte haben. In Abb. 24 a ist von oben gesehen eine Warmluftströmung

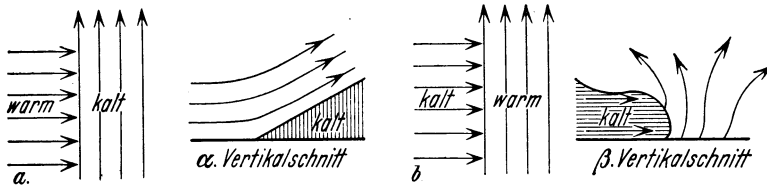


Abb. 24 a. Aufgleitfläche.

Abb. 24 b. Einbruchfläche.

dargestellt, die in die Flanke eines kalten Luftstromes fällt. In diesem Falle schiebt die Warmluft die kalte zunächst oben weg, da hier die Bodenreibung fehlt. Sie schafft sich so eine Aufgleitfläche an der kälteren schwereren Luft, an der sie wie an einer schiefen Ebene hinaufgleitet. Das ist in dem (stark überhöhten) Vertikalschnitt Abb. 24 α angedeutet. Vor der Abhebungsstelle ist eine Konvergenzlinie vorhanden.

Ganz anders ist der Vorgang, wenn Kaltluft in die Flanke eines Stromes von warmer Luft fällt. In diesem Falle schiebt sich die Kaltluft infolge ihres größeren spezifischen Gewichtes unter die Warmluft, aber nicht ruhig in Form eines Keiles, sondern mit einem vorgewölbten Böenkopf, wie der Vertikalschnitt Abb. 24 β andeutet. Dadurch wird die vorgelagerte Kaltluft stürmisch in die Höhe getrieben. Vor der Front der vordringenden Kaltluft tritt wieder eine Konvergenzlinie auf. Hier spricht man von einer Einbruchfläche.

Auf der Beachtung dieser Verhältnisse beruht zum großen Teil die neuere Zyklonentheorie von Bjerknes (s. 42 u. f.).

IV. Kondensation des Wasserdampfes. Nebel, Wolken, Niederschlag.

25. Allgemeines, Kondensationskerne, Formen der Niederschläge. Begleiterscheinungen der Kondensation. Wenn die Temperatur der Luft unter den Taupunkt sinkt, so muß sich ein Teil des in ihr vorhandenen Wasserdampfes ausscheiden. Das kann in flüssiger Form geschehen, nämlich als Tau an festen Gegenständen, als Nebel in der Luft nahe der Erdoberfläche, als Wolken in der höheren Luft. Es kann auch in fester Form geschehen, nämlich als Reif oder Glatteis an festen Gegenständen und als Eiskristalle oder Schnee, Graupeln und Hagel in der Luft.

Wenn Wasserdampf in der Luft kondensiert, so wird die vorher klare Luft durch die sich bildenden vielen äußerst kleinen Wassertröpfchen undurchsichtig. Findet dieser Vorgang nahe dem Erdboden statt, so spricht man von Nebel-, erfolgt er in größerer Höhe, so spricht man von Wolkenbildung. Nebel und Wolken sind also Ansammlungen von „Wasserstaub“, d. h. vielen kleinen Wassertröpfchen (nicht etwa Wasserbläschen!), in der Luft. Ein Unterschied zwischen beiden ist nur insofern vorhanden, als die zur Nebelbildung führende Abkühlung der Luft meistens durch Wärmeentziehung von außen her erfolgt, während die Wolkenbildung in erster Linie durch adiabatische Abkühlung emporsteigender Luft verursacht wird.

Die Kondensation des Wassers in der freien Luft setzt das Vorhandensein von Kondensationskernen voraus.

Das läßt sich durch einen einfachen Versuch zeigen. Läßt man gewöhnliche Luft sich ausdehnen, so daß sie sich bis unter den Taupunkt abkühlt, so tritt Kondensation des Wasserdampfes in Gestalt eines feinen Nebels auf. Benutzt man jedoch zu dem Versuch Luft, die durch ein Wattefilter hindurchgeschickt und so gereinigt ist, so bleibt die Kondensation aus.

In der Regel sind genügend Kondensationskerne in der Luft vorhanden. Jedoch ist die Frage, welche Stoffe dafür in Frage kommen, noch nicht völlig geklärt. Die Ansicht, daß hauptsächlich Staubteilchen oder daß elektrisch geladene Luftmoleküle (Ionen) als Kondensationskerne anzusprechen seien, ist meistens wieder aufgegeben. Die Meteorologen nehmen heute vielmehr hygroskopische (wasseranziehende) Gase, wie Ammoniakgas, Salpetersäure, von denen sich immer Spuren in der Luft befinden, dafür in Anspruch.

Dunst. Schon bevor es zur eigentlichen Kondensation, also zur Nebel- oder Wolkenbildung kommt, verliert die Luft an Durchsichtigkeit, es bildet sich „Dunst“. Man kann sich diesen durch Anlagerung von Wasser an die hygroskopischen Kerne erklären. Der Dunst verschleiern die Ferne, nicht selten wird er durch Sonnenstrahlen, die durch

Wolkenlücken fallen, augenfällig gemacht. Man spricht dann (nicht passend) vom „Wasserziehen der Sonne“. Oft finden Dunstschichten in Inversionen (Sperrschichten, s. 14) eine scharfe horizontale obere Grenze (Dunsthorizont).

Hiernach ist erklärlich, daß absteigende Luft sich im allgemeinen durch große Durchsichtigkeit auszeichnet. Sie enthält nicht nur weniger Staub als Bodenluft, sie ist auch frei von Dunst, weil bei dem Absteigen eine dynamische Erwärmung eintritt.

Höfe und Ringe um Sonne und Mond. Die Wassertröpfchen und Eiskristalle, die nach Eintritt der Kondensation der Luft beigemischt sind, veranlassen oft optische Erscheinungen, die für die Wettervorhersage bedeutsam sind.

Die Höfe oder Lichtkränze umgeben die Sonnen- oder Mondscheibe unmittelbar mit einem weißlichen oder gelblichen Feld von etwa 2° Halbmesser, das nach außen braunrot umsäumt ist. Diese Höfe entstehen durch Beugung des Lichtes an Wassertröpfchen; sie sind um so größer, je kleiner die Wassertröpfchen sind.

Die Ringe oder Halo-Erscheinungen um Sonne und Mond entstehen durch Brechung und Spiegelung der Lichtstrahlen in den Eiskristallen der Cirruswolken (s. Abb. 25). Der „kleine Ring“ hat einen

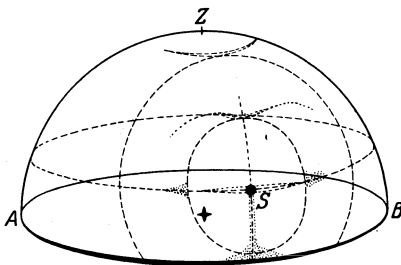


Abb. 25. Halo-Erscheinungen.

Halbmesser von rund 22° , der „große Ring“ einen solchen von 46° . Außerdem kommen vor ein Horizontalring und eine vertikale Lichtsäule durch die Sonne. An den Schnittpunkten dieser Kreise zeigen sich heller leuchtende Stellen, die „Nebensonnen“. Zuweilen erscheinen an den Ringen oben und unten „Berührungsbögen“.

Die Ringe sind farbig, und zwar innen rot; der Horizontalring und die Lichtsäule sind farblos.

26. Nebel. Nebel kann sich aus verschiedenen Ursachen bilden:

1. Warme Luft wird durch die kältere Erdoberfläche abgekühlt. Die den Boden berührenden Luftschichten können Wärme durch Leitung an den Boden abgeben, etwas höher liegende Schichten strahlen einen Teil ihrer Wärme gegen den kälteren Boden aus.

2. Kälte Luft streicht über wärmeres Wasser oder wasserreichen Boden hin. Da die Verdunstung an der Wasserfläche nur von der Wassertemperatur abhängt, so wird mehr Wasserdampf erzeugt, als die kältere Luft fassen kann; in ihr wird deshalb ein Teil des Dampfes sofort wieder zu Tröpfchen kondensiert. (Vergleich: Das „Dampfen“ eines Gefäßes mit warmem Wasser in einem kühlen Raum.)

3. Mit feuchtwarmer Luft mischt sich kalte Luft.

Die für die Schifffahrt wichtigsten Nebelvorkommen sind im folgenden beschrieben.

Landnebel. Kühlt sich in klaren ruhigen Nächten das Erdreich z. B. durch Ausstrahlung stark ab, so entzieht es der über ihm lagernden Luft so viel Wärme, daß Kondensation des Wasserdampfes eintritt und der Boden sich mit einer allmählich dicker werdenden Nebelschicht bedeckt.

Für die Schifffahrt können solche Landnebel gefährlich werden, wenn sie am Land die Leuchtfeuer verhüllen, ohne daß man auf See von ihrem Vorhandensein weiß, und ferner, wenn sie, durch den Wind nach See oder in die Flußmündungen vertrieben, unvermutet das Schiff mit ihren Schwaden umgeben.

Verunreinigungen der Luft durch Rauch, Salze und Säuren, wie sie in Fabrikstädten vorkommen, befördern die Nebelbildung und machen den Nebel zuweilen gelb oder schwarz. Durch solchen Stadtnebel ist besonders London berühmt.

Nebel auf See entstehen meistens ebenfalls dadurch, daß die untere Luft durch kälteres Wasser abgekühlt wird. Deshalb sind Nebel charakteristische Begleiter kalter Meeresströmungen oder Küstengewässer, die von Gebieten mit wärmerer Luft umgeben sind. Es sei dieses durch einige Beispiele belegt.

Die berühmtesten Nebel in der Nähe der Neufundlandbank bilden sich besonders am Ostrande der Bank, wo die kalten Wasser der Labradorströmung (s. 91,4) vielfach mit Eisbergen beladen von Norden heranziehen. Diese Nebel sind am dichtesten und am häufigsten in den Frühlingsmonaten (Mai bis Juli), wenn südliche Winde die warme Golfstromluft über das kalte Wasser führen. Im Winter, besonders im Februar, wenn kalte trockene nordwestliche Landwinde wehen, geht die Nebelbildung sehr zurück.

Aus denselben Gründen wird die Nordostküste Asiens im Sommer oft von dichten Nebeln heimgesucht. Hier sind es die aus dem Beringsmeer und dem Ochotskischen Meer herabkommenden kalten Gewässer, die von warmer Luft überflutet werden.

Als Gegenstücke zu diesen Nebeln finden wir auf Südbreite vielfach Nebel zwischen dem La Plata und den Falklandsinseln, wenn nördliche Winde feuchtwarmer Luft über die kalten Gewässer der Falklandströmung (91,5) heranführen. Auch das Zusammentreffen der Agulhasströmung mit der Westwindtrift auf der Agulhasbank ist durch häufige Nebelbildung gekennzeichnet.

In niederen Breiten sind es vornehmlich kalte Auftriebswässer (89), die zu Nebelbildung Veranlassung geben. Wenn diese Nebel auch nicht sehr dicht sind, so können sie doch leicht Irrtümer über die Entfernung der Küste hervorrufen; sie sollen schon manche Strandung

verursacht haben. Zu ihnen gehört der als Garúa bezeichnete Nebel an der Küste von Peru, ferner Nebel an den Küsten von Kalifornien, Marokko und Südwestafrika und an der Somaliküste zur Zeit des Südwestmonsuns.

Auch die zweite der oben angeführten Ursachen der Nebelbildung ist auf See häufig wirksam, so auf den Neufundlandbänken, wenn im Winter kalte Luft vom Festland über das warme Golfstromwasser hinstreicht, oder bei den Seenebeln zwischen Island und Spitzbergen.

Küstennebel werden nicht selten hervorgerufen durch den Gegensatz von Land und See, so die häufigen und für die Schifffahrt gefahrbringenden dichten Nebel an der Kalifornischen Küste.

Im Sommer tritt der Nebel nachmittags auf, sobald die kühle Seebrise die feuchtwarme Luft über dem Lande durch Mischung abkühlt. Mit überraschender Regelmäßigkeit wächst an Sommernachmittagen in San Francisco der Wind zur Stärke 5—6 an und gleichzeitig dringt eine mächtige Nebelwand von durchschnittlich 500 m Höhe durch das Golden Gate. Die Temperatur der Luft sinkt dabei, bis sie ungefähr gleich der Temperatur der Meeresoberfläche ist. Von den größeren Erhebungen in der Umgebung aus gesehen, gewährt die Oberfläche dieses Nebels oft das fesselnde Bild eines gewaltigen Polarmeeres mit ungeheuren in der Sonne glitzernden Schneemassen und großen Eisbergen. Über dem Nebel herrscht meistens wolkenloser Himmel, klare Luft und Sonnenschein und eine Nachmittags-temperatur von 25—30° C. Dieses Nebelmeer, das nur selten weit ins Land hineinreicht, löst sich gewöhnlich in den ersten Nachtstunden wieder auf.

Im Winter dagegen, wenn die Landoberfläche in den Morgenstunden viel kälter ist als die Meeresoberfläche, bewegt sich das Nebelmeer vormittags vom Land nach der See zu. Es ist dann durchschnittlich nur 30—40 m hoch und liegt dicht an der Meeresoberfläche.

Auch an der chinesischen Küste erschweren Küstennebel oft die Schifffahrt, zumal im Frühjahr, wenn beim Abflauen des Nordostmonsuns feuchtwarme Luft von See sich mit der noch über dem Lande lagernden kalten Luft mischt. Diese Nebel erstrecken sich in der Regel nicht über 50 Seemeilen von der Küste.

Den Übergang zu Wolken bilden Nebel, die sich luvwärts von oft nur niedrigen Küsten dadurch bilden, daß nahezu gesättigte Luft an ihnen emporsteigen muß, wobei sie sich dynamisch abkühlt. Sie können unter Umständen kleine Inseln gleichsam mit einer Tarnkappe überziehen.

27. Wolken. Wie schon erwähnt, ist die weitaus wichtigste Ursache der Wolkenbildung die dynamische Abkühlung aufsteigender Luftmassen. Das Aufsteigen kann auf verschiedene Weise veranlaßt sein:

1. Erwärmte Luft quillt in der übrigen Luft empor, wie es oft an warmen Sommertagen geschieht, wo aufsteigende Cumuluswolken uns das Emporquellen sichtbar vor Augen führen.

2. Luftmassen können durch den Wind an einem Gebirge wie an einer schiefen Ebene aufwärts geschoben werden. In der Tat finden wir

dann an der Luvseite des Gebirges Wolkenbildung und oft große Regenfälle, so z. B. wenn der Westwind gegen die Küste Norwegens oder gegen die nordamerikanische oder die südchilenische Westküsten stößt, wenn der SO-Passat auf die brasilianischen Küstengebirge trifft oder wenn der SW-Monsun an den Gebirgen Nordindiens oder dem Himalaya emporzusteigen gezwungen ist.

3. Luftmassen müssen auch da emporsteigen, wo zwei Luftströmungen von entgegengesetzter oder nahe entgegengesetzter Richtung zusammenstoßen, wie der NO- und der SO-Passat in der Äquatorgegend. Gewaltige Regenfälle im Stillengebiet sind auch hier die Folge des Aufsteigens.

4. Endlich finden wir auch das Gebiet tropischer Orkane und ebenfalls das außertropischer Depressionen von Wolkenfeldern überlagert, weil in diesen Tiefdruckgebieten die Luft bis in große Höhen emporwirbelt und dadurch dynamisch abgekühlt wird.

Die Zustände, die in aufsteigender Luft nacheinander eintreten, seien durch folgendes Beispiel erläutert.

Hat die Luft am Boden bei 760 mm Luftdruck eine Temperatur von 20° und eine relative Feuchtigkeit von 86%, so sinkt die Temperatur beim Emporsteigen zunächst im „Trockenstadium“ um 1° für 100 m. Bei etwa 300 m Höhe ist die Temperatur auf 17° gesunken und die Luft gesättigt. Jetzt beginnt mit der Ausscheidung flüssigen Wassers das „Wolken- und Regenstadium“. Die Temperaturabnahme ist stark verlangsamt. In noch größerer Höhe folgt das „Schneestadium“, in dem der ausscheidende Wasserdampf sofort in Eis übergeht und Wolken bildet, die aus Eiskristallen bestehen.

Viel einfacher sind die Verhältnisse in absteigender Luft. Diese wird für je 100 m um 1° C erwärmt, so daß sich in ihr etwa vorhandene Wolken auflösen. Ist dies geschehen, so sinkt die relative Feuchtigkeit von 100% mehr und mehr herab.

Das scheinbare Schweben der Wolken erklärt sich zum Teil aus der Kleinheit der sie bildenden Wassertröpfchen. Je kleiner ein Tröpfchen ist, um so langsamer fällt es wegen des im Vergleich zum Gewicht größeren Luftwiderstandes. Deshalb genügt schon eine schwache Aufwärtsbewegung der Luft, das Tröpfchen schwebend zu erhalten. Tröpfchen, die etwas größer geworden sind und deshalb langsam zu fallen beginnen, verdampfen an der Unterseite der Wolke wieder. Tröpfchen, die noch größer geworden sind, fallen aus der Wolke heraus und bilden unter ihr Fallstreifen. Sie können dann entweder bei ihrem Fall wieder verdampfen oder als Regen zur Erde gelangen. Überhaupt ist jede Wolke stets mehr oder weniger in der Umbildung, in stetigem Entstehen und Vergehen begriffen.

Am auffälligsten ist das bei den sogenannten Hinderniswolken. Wird Luft an der Luvseite eines Berges, einer Insel oder einer Küste

emporgeführt, so tritt häufig nach Erreichung einer bestimmten Höhe Kondensation ein; am höchsten Punkt hängt eine Wolke, die keineswegs mit dem Winde trifftet, sondern stets an ihrer Stelle bleibt. In Wirklichkeit bildet sie sich luvwärts immer neu und löst sich in Lee, wo die Luft herabsteigt, wieder auf, so daß sie aus fortwährend wechselnden Wasserteilchen gebildet wird. Die als „Tafeltuch“ bekannte, bei S- und SO-Wind auftretende Kuppe des Tafelberges bei Kapstadt ist wohl die berühmteste dieser Hinderniswolken.

28. Wolkenformen. Als Grundformen der Wolken unterscheidet man seit langer Zeit:

- Cirrus- oder Federwolken (ci),
- Cumulus- oder Haufenwolken (cu),
- Stratus- oder Schichtwolken (str),
- Nimbus- oder Regenwolken (ni).

Durch Kombination dieser Ausdrücke hat man der großen Mannigfaltigkeit der Wolkengestalten gerecht zu werden versucht. Als wichtig hat sich die Einteilung der Wolken nach ihrer Höhe erwiesen. Dabei hat sich ergeben, daß die Wolken nicht wahllos in allen Höhen verteilt sind, sondern daß man bestimmte Wolkenetagen unterscheiden kann, zwischen denen verhältnismäßig wolkenarme Zonen liegen. Das deutet auf Schichten in der Lufthülle hin. Schon in 14 wurde von diesen Schichten als Sperrschichten oder Inversionen gesprochen. Sie sind nach Zahl und Höhenlage wechselnd, im Mittel hat man sie in 500, 2000, 4300, 6500, 8300 und 9900 m gefunden. Da es mit gewöhnlichen Mitteln nicht möglich ist, die Höhenlage einer Wolke zu messen, so muß man sich in der Praxis mit der Einteilung in untere, mittlere und hohe Wolken begnügen.

Cirruswolken (Federwolken, Katzenhaare) sind den höchsten Schichten der Troposphäre eigentümlich. Sie bestehen aus Eisnadeln und sind aus diesem Grunde die einzigen Wolken, die zu Halo-Erscheinungen, d. h. Ringen um Sonne und Mond Veranlassung geben können, insbesondere dann, wenn sie als weißlicher Cirrostratusschleier den Himmel überziehen. Die Cirren sind oft in parallelen Streifen geordnet, wobei sie infolge der Perspektive von einem Punkte des Horizontes auszustrahlen und auf den Gegenpunkt hinzulaufen scheinen. Man spricht dann von Polarbanden und gibt den Strahlungspunkt an, z. B. ci in Pbdn NO, oder ci in Pbdn NO—SW, wenn beide Punkte deutlich sichtbar sind.

Vielfach sind die Cirren an einem Ende hakenförmig umgebogen und endigen in einem Büschel (ci uncinus).

Cirren sind wichtige Zeugen der Luftströmung in großen Höhen; oft sind sie Anzeichen atmosphärischer Störungen und deren Herkunftsrichtungen (Windwolken, Windbäume).

Stratus und Cumulus sind die Hauptformen der Wolken. Sie können in allen Höhen auftreten.

Stratuswolken sind Schichtwolken mit vorwiegend horizontaler Ausdehnung. Sie entstehen an den obengenannten horizontalen Grenzflächen zwischen Luftschichten niederer und höherer Temperatur dadurch, daß sich diese Flächen im ganzen oder in Teilen heben, wobei es in der unteren Luft zur Kondensation kommt, oder dadurch, daß warme, feuchte Luft an einem kälteren Luftkörper wie auf einer schwach geneigten „schiefen Ebene“ allmählich aufgleitet.

Als Altostratus bezeichnet man Stratuswolken in 3—6 km Höhe, die den Himmel oft mit einer weißlichgrauen Decke überziehen, in der die Umrisse von Sonne und Mond nicht mehr zu erkennen sind.

Cumuluswolken sind die Wolken vertikal aufsteigender Luftbewegung; sie haben runde, oft blumenkohlartig aufsteigende Formen. Gegenüber der domartig gewölbten Oberseite ist die Unterfläche meist eben, entsprechend der bestimmten Höhe, in der die Kondensation beginnt. In dieser Höhe bilden sie sich häufig in großer Zahl. Sie treten insbesondere an schönen, sonnigen Tagen als Zeichen für das Aufsteigen der am Boden erwärmten Luft in 1400—1800 m Höhe auf (Schönwettercumuli).

Cirrocumulus nennt man die „Schäfchenwolken“, die mit flockenförmigen Bällchen in 5—9 km Höhe den Himmel überziehen.

Als Altocumulus bezeichnet man „grobe Schäfchen“ in 3—6 km Höhe. Diese beiden Wolkenarten sind häufig als „Wogenwolken“ (S. 40) in Reihen (Polarbanden) geordnet. Die Richtung dieser Banden ist dann in derselben Weise anzugeben wie die der Cirren. Oft treten zwei verschiedene Wogenrichtungen in derselben Wolkendecke auf.

Als Nimbuswolken bezeichnet man die dunklen, formlosen Wolken der unteren Lufthülle, aus denen in der Regel Regen oder Schnee fällt.

Verbindungen von Stratus, Cumulus und Nimbus.

Wenn ein aufsteigender Cumuluskopf gegen eine Sperrschicht stößt, über der wärmere Luft liegt, so breitet er sich häufig unter ihr aus, weil in der wärmeren Luft der Auftrieb zu gering ist. Dadurch nimmt er eine pilz- oder amboßartige Form an. Geschieht das mit einer großen Anzahl von Cumulusköpfen, so bildet sich unter der Grenzfläche eine zusammenhängende Wolkenschicht von Stratuscharakter aus (Cumulostratus). Nachträglich können dann die Cumuli verschwinden, so daß nur die Stratusdecke zurückbleibt.

Wenn der emporsteigende Cumulus genügend Steigekraft besitzt, so durchstößt er die Grenzschicht. Dabei hebt er die über ihm befindliche Luft etwas empor. Ist diese Luft mit Wasserdampf gesättigt, so bildet sich in ihr ein feines weißes Wölkchen mit zarten Umrisen, das zunächst den Cumuluskopf bedeckt (Wolkenkappe) und dann von ihm durchstoßen wird.

Cumulo-Nimbus. Mit großer Kraft und oft im gewaltigen Ausmaß durchstößt die *Cumulo-Nimbus*-Wolke die Grenzschichten. Indem der *Cumuluskopf* mit größter Kraft bis in Höhen von 4—10 km empor-schießt, fällt aus dieser Wolke starker Regen oder es gehen aus ihr, oft unter Gewittererscheinungen, Hagel-, Graupel- oder Schneeschauer nieder. Beim Durchstoßen der verschiedenen Schichtgrenzen kommt es zur Ausbreitung mächtiger Wolken-schirme, die für den Beobachter an der Erdoberfläche häufig den oberen Teil, den „Hagelturm“, verbergen. Dieser ist oft von einer Kappe bedeckt, während Reste früherer Kappen ihn als *Stratusinseln* umgeben. Die Seitenwände des Hagelturmes erscheinen oft glatt durch Fallstreifen. Den unteren Teil umgeben dunkle *Nimbus*-Wolkenmassen, die, von der Front der ziehenden Gewitterwolken aus gesehen, zuweilen einen großen Bogen über einen Teil des sonst noch hellen Himmels spannen (siehe 32, 42).

Besondere Wolkenformen.

Wogenwolken nennt man Wolken, die den Himmel in Parallelstreifen überziehen. Sie werden in der Tat durch Wellenbewegungen verursacht. Wenn eine wärmere Luftströmung über einen kälteren Luftkörper hinfließt, so können in der Grenzfläche Wellen entstehen, ganz entsprechend, wie wenn der Wind über Wasser hinstreicht (vgl. 14). Diese Luftwogen sind im allgemeinen bedeutend länger als die Wellen des Ozeans. Ist nun die untere Schicht mit Wasserdampf gesättigt, so tritt in den gehobenen Wellenbergen Kondensation ein, während die Wellentäler freibleiben. So kann sich der Himmel weithin mit parallelen Wolkenstreifen überziehen, eine Erscheinung, die man besonders bei *Cirrocumulus* und *Alto-cumulus* beobachtet (*ci-cu*, *a-cu undulatus*).

Als *Mammato-cumulus* bezeichnet man eine Wolkenform, bei der die Unterfläche einer Wolkendecke nicht eben erscheint, sondern mit runden Schwellungen besetzt ist.

Die Namen *Fracto-cumulus*, *Fracto-stratus*, *Fractonimbus* wendet man auf Wolken der betreffenden Art an, wenn sie in Fetzen zerrissen erscheinen, wie es bei ihrer Bildung und ihrer Auflösung oder bei heftigem Wind besonders an Hindernissen vorkommt.

Steigen von einer *Alto-cumulus*decke *Cumulusköpfe* wie kleine Türme auf, so spricht man von *Alto-cumulus castellatus*. Solche Wolken zeigen Gewitterneigung an; sie kommen besonders in der wärmeren Jahreszeit vor.

Lenticularis, d. h. linsenförmig, gebraucht man für Wolken, die in Auflösung begriffen sind und infolgedessen die Gestalt von Linsen oder langgestreckten Ellipsen haben. Linsenwolken sind für Föhnwetterlagen charakteristisch.

29. Niederschläge. Erreichen die ausgeschiedenen Wassertröpfchen bei zunehmender Kondensation oder durch Vereinigung mehrerer kleiner

Tröpfchen eine solche Größe, daß sie von der Luft nicht mehr getragen werden und bei ihrem Fallen nicht wieder vollständig verdampfen können (mittlerer Durchmesser 2—4 mm), so fallen sie zur Erde nieder und bilden den Regen. Bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt kann der Wasserdampf in fester Form als Eisstaub, Eiskristalle, Schnee, Graupel oder Hagel ausgeschieden werden. Der Übergang in feste Formen braucht keineswegs schon einzutreten, sobald die Temperatur der Luft unter 0° C sinkt. Die Wassertröpfchen in einer Wolke sind nicht selten unterkühlt. Erst wenn die Unterkühlung einen hohen Grad erreicht hat oder wenn die unterkühlten Tropfen mit festen Körpern, z. B. durch die Wolke fallenden Schneekristallen oder Graupelkörnern oder etwa mit einem Flugzeug oder Luftschiff in Berührung kommen, tritt plötzliche Kondensation ein. Hierin liegt eine Hauptgefahrquelle für die Luftschiffahrt in kalten Gegenden.

Eisstaub kommt nur bei sehr niedrigen Temperaturen vor; er bildet sich, indem der Wasserdampf unmittelbar in kleinste Eiskristalle übergeht, die der Luft ein flimmerndes Aussehen verleihen.

Eisvollkristalle, wie sie in ci und ci-str vorkommen und zu Halo-Erscheinungen Anlaß geben, bilden sich bei geringer, Schneesterne bei stärkerer Übersättigung. Die schönen sechseckigen Gestalten der Schneekristalle sind allgemein bekannt.

Graupelkörner bilden sich bei noch stärkerer Übersättigung, indem die Schneekristalle nicht mehr bloß in einer Ebene, sondern allseitig wachsen, wobei sich weiter unterkühltes Wasser anlagert. Graupeln sind undurchsichtig und leicht zwischen den Fingern zu zerreiben.

Hagel. Kommt ein Graupelkorn, indem es in dem aufsteigenden Luftstrom hochgerissen wird oder indem es fällt, mit vielen Tröpfchen unterkühlten Wassers in Berührung, so überziehen diese es mit einer mehr und mehr wachsenden Eisschicht, und aus dem Graupel- wird ein Hagelkorn, bisweilen von Tauben- oder HühnergröÙe. Hagelkörner sind demnach Eisstücke, sie lassen sich nicht leicht zerreiben. Hagel fällt überwiegend im Sommer an heißen Tagen, er fehlt in größeren Höhen und im Polargebiet. Er entsteht nämlich nur dann, wenn feucht-warme Luft schnell in Höhen von 4—10 km emporschießt und sich dabei adiabatisch auf Temperaturen weit unter Null abkühlt (Hageltürme, siehe 28 unter Cumulo-Nimbus und 32). In der Regel ist Hagel mit Gewitter verbunden.

Eisregen ist eine seltenere Art des Niederschlags. Er entsteht, wenn Regentropfen, die in einer höheren warmen Schicht entstanden sind, beim Herabfallen durch eine sehr kalte Luftschicht gefrieren und dann als kleine Eiskugeln die Erde erreichen. Es kommt auch vor, daß unterkühlter Regen herabfällt und, beim Auftreffen gefrierend, die Erde mit Glatteis überzieht.

Zur Messung der Höhe des gefallenen Niederschlags dient der Regen-

messer. Er besteht aus einem Auffangtrichter von genau bekannter Öffnung und einem darunter stehenden Meßglas. Der Regenmesser wird möglichst frei in einer Höhe von etwa 1 m über dem Boden fest aufgestellt. Schnee, Reif und Hagel werden vor der Messung geschmolzen, Als Maß der Niederschläge gilt die Höhe in Millimetern, in der sie die Erde bedecken würden, falls kein Tropfen von ihnen verdunstete, versickerte oder abflösse.

V. Elektrische Erscheinungen in der Atmosphäre, Gewitter, Böen.

30. Vom elektrischen Feld der Erde. Elektrische Entladungen. Der feste Erdkörper ist von einem elektrischen Felde umgeben, und zwar ist die feste Erde gegen die Schichten der Lufthülle negativ elektrisch. Die Flächen gleicher Spannung sind in der näheren Umgebung der Erde dem Erdboden parallel. Durch leitende Gegenstände wie Häuser, Bäume, Schiffsmasten u. dgl. werden sie in die Höhe gehoben. Das Spannungsgefälle in der Lufthülle ist bei ruhigem Wetter ziemlich konstant, es beträgt bei uns im Durchschnitt 130 Volt auf 1 m Erhebung. Es ist mit der geographischen Breite, der Tages- und der Jahreszeit einigermmaßen regelmäßig veränderlich, außerdem ist es aber großen unregelmäßigen Störungen unterworfen. So steigt es bei Nebel leicht bis auf 1000 Volt für 1 m Erhebung und bei Gewittern auf ein Vielfaches dieses Wertes an.

Die Entstehung der großen elektrischen Wolkenladungen, die im Gewitter in so eindrucksvoller Weise wirksam werden, hat trotz eifrigster Forschungen bisher nicht überzeugend aufgeklärt werden können. Fest steht nur, daß die Bildung dieser gewaltigen Ladungen eine Begleiterscheinung äußerst heftiger und plötzlicher Kondensationsvorgänge von Wasserdampf ist, wie sie vorkommen, wenn feuchtwarme Luftmassen vom Erdboden mit großer Geschwindigkeit in Höhen von 6—10 km emporsteigen.

Der Blitz ist nichts anderes als der Entladungsfunke der Elektrisiermaschine, der Donner entspricht dem dabei gehörten Knall. Seine Dauer wird nur durch die Länge der Blitzbahn sowie durch Reflexionen des Schalles an Wolken und Gegenständen der Erdoberfläche, z. B. Bergen bedingt. Gewöhnlich erfolgt der Ausgleich der elektrischen Ladungen zwischen Wolke und Erde in Form eines Funken- oder Linienblitzes. Ein solcher Blitz besteht gewöhnlich aus einer hellleuchtenden, vielfach geschlängelten Linie, von der oft zahlreiche Verzweigungen ausgehen. Wie leicht durch photographische Aufnahme mit bewegter Kamera erwiesen werden kann, besteht der Blitz fast immer aus mehreren, rasch aufeinander folgenden (hin- und hergehenden)

Entladungen, die dieselbe Funkenbahn durchlaufen. Die Länge der Funkenblitze beträgt oft mehrere Kilometer. Die Stromstärke kann bis 20000 Ampere betragen. Linienblitze können auch von Wolke zu Wolke übergehen. Ist der Blitzstrahl dem Beobachter selbst nicht sichtbar, so nimmt dieser die Beleuchtung der Wolken als Flächenblitz wahr. Flächenblitze können jedoch auch Glimmentladungen über größere Teile der Wolkenoberfläche sein. Aus dem Zeitunterschied „Blitz-Donner“ läßt sich die Entfernung des Gewitters feststellen. Indem man den Zeitunterschied in Sekunden mit $\frac{1}{3}$ multipliziert, erhält man die Entfernung in Kilometern.

Ist der Blitz so weit entfernt, daß man den Donner nicht mehr hört, so spricht man von Wetterleuchten.

Selten vorkommende und bis jetzt noch rätselhafte Erscheinungen sind der Kugelblitz und der Perlschnurblitz.

Elektrische Entladungen kommen auch als ruhiges Glimmlicht oder als Büschelentladungen vor, so beim Elmsfeuer auf Blitzableitern, Turm- und Mastspitzen.

31. Gewitter. Man unterscheidet Wärmegewitter und Front- oder Wirbelgewitter.

Wärmegewitter hängen mit der täglichen Erwärmung der Erdoberfläche zusammen. Wenn durch kräftige Sonnenstrahlung bei heiterem, windstillen Wetter eine starke Überwärmung der unteren Luftschichten eintritt, so ist damit ein labiler Gleichgewichtszustand geschaffen, der durch einen geringfügigen Anlaß gestört werden kann. Die überwärmte Luft dringt dann an irgendeiner Stelle durch die darüber lagernden kälteren Luftschichten empor und steigt in um so größere Höhen, je mehr Wasserdampf sie enthält, da dieser durch seine Kondensationswärme den mit dem Aufsteigen verbundenen Temperaturverlust ersetzt. Dieser Vorgang wird durch das Emporquellen mächtiger, hochreichender Cumulustürme augenfällig. Gewaltige elektrische Ladungen der Wolken sind die Folge der plötzlichen Kondensationsvorgänge.

Ein Wärmegewitter kann am Ort seiner Entstehung erlöschen; in der Regel jedoch breitet sich der Gewitterprozeß aus, und zwar ziehen in Europa die meisten Gewitter mit den oberen Luftströmungen von West nach Ost. Heftige Windstöße, starke vorübergehende Abkühlung, Niederschlag in Form von Platzregen oder Hagel kennzeichnen den Vorübergang.

Nach dem Vorübergang des Gewitters heitert sich der Himmel auf, und die normale Witterung tritt wieder ein. Wärmegewitter „werfen das Wetter nicht um“. Wärmegewitter gehören in den Tropen zu den regelmäßig jeden Tag wiederkehrenden Erscheinungen der Regenzeit; dagegen fehlen sie in den Polargegenden. Auch auf See sind sie seltener, da das große Wärmeaufnahmevermögen des Wassers es nicht zur Über-

wärmung der unteren Luftschichten kommen läßt. Trockenheit der Luft ist für ihre Entstehung ungünstig, ebenso die Mitte von Hochdruckgebieten. In diesen ist zwar Windstille und im Sommer starke Erwärmung vorhanden, die Luftmassen sind aber in absteigender Bewegung. Am günstigsten sind Rinnen niedrigen Druckes zwischen zwei Hochdruckgebieten.

Bei den Front- oder Wirbelgewittern erfolgt das gewaltsame Emporsteigen der Luft durch einen dynamischen Vorgang, indem kalte Luft gegen Warmluft herandrängt und sie plötzlich in große Höhen emportreibt, wie dies näher in 42 beschrieben ist.

Das Emportreiben feuchtwarmer Luftmassen durch Präriebrände oder Vulkanausbrüche kann ebenfalls zu Gewittern Veranlassung geben.

32. Gewitterböen. Die dem Gewitter eigentümliche Wolkenform ist der hochreichende Cumulo-Nimbus, der „Hagelturm“ oder „Gewitterturm“, oft mit pilzförmigen Ausbreitungen unter den verschie-

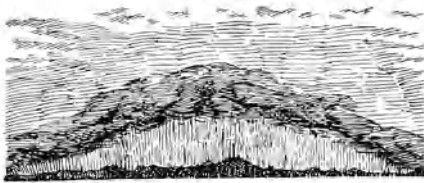


Abb. 26. Böenkragen.

denen Wolkenetagen (28). In der Fortschreitungsrichtung der Gewitterwolke liegt vor ihrem unteren Rande — etwa bis 2000 m Höhe hinaufreichend — häufig eine mächtige walzenförmige Wolke. Von vorne gesehen, erscheint sie infolge der Perspektive als ein großer Bogen, wie ihn Abb. 26 darstellt. Unter diesem „Böenkragen“ sieht man ein helleres Segment, das das Tageslicht durch Regen hindurch von der andern Seite der Wolke durchscheinen läßt.

Der Böenkragen ist die äußere Erscheinung eines vor der Gewitterwolke herziehenden großen Luftwirbels mit horizontal liegender Achse.



Abb. 27. Böenwolke nach Möller.

Sein Zustandekommen veranschaulicht die Abb. 27. Die aus der Cumulo-Nimbus-Wolke niederstürzenden Regen- und Hagelmassen reißen eine große Menge kalter Luft mit herab, die nach vorn entweichend die

dort lagernde wärmere Luft in die Höhe treibt, wobei in gewisser Höhe die Kondensation des Wasserdampfes den Böenkragen erzeugt. An der Erdoberfläche (bei P) sind stürmische nach vorn gerichtete Windstöße, noch weiter vorn kräftige aufsteigende, an der Oberseite des Wirbels nach rückwärts gerichtete und dahinter abwärts gerichtete Luftströmungen vorhanden. Luftschiffe und Flugzeuge sind wiederholt an der Vorderseite dieser Böenwalzen hochgerissen und an ihrer Rückseite zu Boden geschleudert worden.

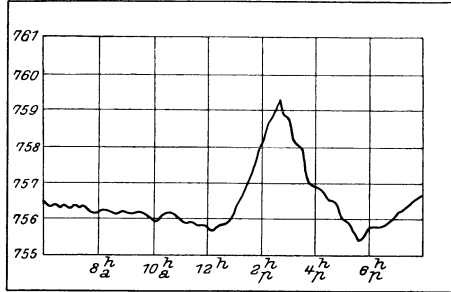


Abb. 28. Gewitternase bei einem Wärmegewitter.

Im Barogramm macht sich das Vorüberziehen des Luftwirbels durch eine „Gewitternase“ bemerkbar. Unter dem aufsteigenden Ast erniedrigt sich der Luftdruck; unter dem absteigenden Ast erfolgt dann unvermittelt ein scharfer Druckanstieg.

Als Beispiele heftiger Gewitterböen seien die westafrikanischen Tornados und die Sommerpamperos in der Nähe der La Platamündung angeführt.

Die westafrikanischen Tornados¹ treten an der Westküste Afrikas von 10° südl. bis 25° nördl. Breite, besonders zwischen dem Äquator und 10° nördl. Breite bis tief in die Guineabucht hinein auf. Die Böenwolke steigt fast immer aus nordöstlicher bis südöstlicher Richtung gegen den hier vorherrschenden südlichen oder südwestlichen Unterwind langsam herauf. Am Tage zeigt die Wolke eine fahle, gelbliche oder kupferige Färbung. Der vordere, obere Rand der Wolke hebt sich scharf vom blauen Himmel ab, während der hintere, untere unregelmäßig gefranst ist. Das Heraufziehen der Wolke nimmt im allgemeinen 2—3 Stunden in Anspruch, kann jedoch auch sehr rasch vor sich gehen. Ist die pilzförmige Gewitterwolke etwa 40—60° hoch, so beginnt der Sturm plötzlich in einer schweren Bö aus NO zu wehen. Während der Sturm aus voller Stärke weht, ändert er seine Richtung nur wenig. Strömender Regen und heftige Gewitter begleiten ihn. Wenn der Wind nach 1—4 Stunden abzuflauen beginnt, dreht er durch O und SO wieder nach SW und W. Meistens treten nach dem Tornado schwache, veränderliche Winde oder Windstillen ein. Das Barometer zeigt während des Tornados keine merklichen Schwankungen. Die Temperatur sinkt mit dem Einsetzen des Regens sehr rasch um 3—5° C.

Die Tornados kommen am häufigsten vor, wenn die Kalmzone nach Süden gerückt ist, also vom Oktober bis April, hauptsächlich aber in den Monaten des Monsunwechsels: März-April und Oktober-November. Sie treten tagsüber häufiger auf als nachts. Ihre größte Häufigkeit erreichen sie am Anfang und Ende der Regenzeit, während sie mitten in der Regen- und Trockenzeit seltener sind.

¹ Das Wort „Tornado“ ist von diesen Gewitterböen auf heftige Stürme in Nordamerika übertragen worden, die jedoch einen völlig anderen Charakter haben, nämlich aus Wirbeln mit senkrechter Achse bestehen, also zu den Tromben gehören (siehe 49).

Man kann das Herannahen eines Tornados meistens lange genug im voraus erkennen, um auf einem Schiffe alle Vorsichtsmaßregeln zu treffen.

Die Sommerpamperos an der La Platamündung sind ebenfalls unseren Sommergewittern verwandt. Kennzeichnend für sie ist eine von W gegen den herrschenden Unterwind heraufziehende Gewitterwolke, heftige Niederschläge und Windstöße in Verbindung mit großartigen elektrischen Erscheinungen, Steigen des Barometers und Fallen der Temperatur. (Winterpamperos siehe 47.)

VI. Fallwinde.

33. Allgemeines über Fallwinde. Föhn. Als Fallwinde bezeichnet man Winde, die durch das Herabfallen kalter, schwerer Luftmassen von Gebirgen entstehen. Sie werden für die Seefahrt an vielen Stellen der Erde, wo Gebirgsketten an die See grenzen, bedeutungsvoll, so als Bora, Mistral, Schirokko, ferner unter dem Namen „White Squalls“ in den westindischen Gewässern, als „Williwaws“ an den Steilküsten von Feuerland und Südpatagonien, als „Sumatras“ in der Malakkastraße u. a.

Von den Fallwinden sind am genauesten der Föhn, die Bora, der Mistral und der Schirokko des westlichen Mittelmeeres untersucht.

Als Föhn bezeichnete man seit alten Zeiten einen warmen und trockenen Wind auf der Nordseite der Alpen. Man hielt ihn für einen Südwind aus der Sahara. Erst als man auch auf der Südseite der Alpen auftretende, von Norden kommende Winde als Winde mit allen Eigenschaften des Föhn beobachtete und ähnliche Winde auch in vielen anderen Gebirgsländern fand, erkannte man, daß die Wärme und Trockenheit der Föhnluft erst beim Hinabsteigen vom Gebirgskamm entstehen und auf die dabei eintretende dynamische Erwärmung zurückzuführen sind.

Eine Art der Entstehung des Föhns ist bereits in 6 als Beispiel für die Bedeutung des Wasserdampfes für meteorologische Vorgänge beschrieben und durch die Abb. 1 erläutert. Der an der Leeseite des Gebirges von diesem herabwehende warme und trockene Wind wird Föhn, die durch Kondensation des Wassers an der Luvseite des Bergkammes entstehende Wolkenbank wird „Föhnmauer“ genannt.

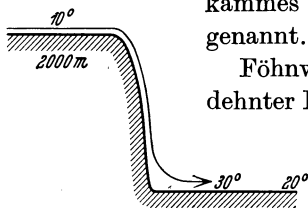


Abb. 29. Föhn.

Föhnwinde können auch an den Abhängen ausgedehnter Hochflächen entstehen, und zwar dann, wenn der Temperaturabfall mit der Höhe weniger als 1° für 100 m beträgt. Es sei z. B. bei einer Temperatur von $+20^\circ$ im Tiefland die Temperatur auf dem 2000 m hohen Hochland (Abb. 29) 10° , so

daß die Temperaturabnahme für 100 m nur $0,5^\circ$ beträgt. Wird dann etwa durch ein auf der rechten Seite der Abb. 29 vorbeiziehendes Tief

die Luft des Vorlandes abgesogen, so stürzt die Luft vom Hochland herunter und erwärmt sich dabei um 20° , so daß sie mit einer Temperatur von 30° und, da sie inzwischen kein Wasser aufgenommen hat, entsprechender Trockenheit unten ankommt.

34. Bora, Mistral, Schirokko. Die Bora ist ein trockener, oft schneidend kalter, in heftigen Stößen aus den Richtungen zwischen NNO bis O wehender böiger Wind, der zuweilen mit orkanartiger Stärke an den kahlen Westabhängen des Karstes, der Dalmatinischen und der Albanischen Küstengebirge als Fallwind gegen die See herabstürzt. Obwohl sich die Luft beim Herabfallen vom Gebirge ebenso wie beim Föhn dynamisch erwärmt, kommt sie doch unten verhältnismäßig kalt an, weil ihre Temperatur auf dem Gebirge außerordentlich niedrig war. Im allgemeinen wird die Bora mit zunehmender Entfernung von der Ostküste der Adria schwächer und erreicht die italienische Küste nur selten als Sturm.

Die eigentliche Bora-Jahreszeit ist das Winterhalbjahr, wenn der Temperaturunterschied der Luft über dem hohen kalten Gebirge und über dem Meere am größten ist. Die Bora dauert im Sommer meistens nur einen Tag, manchmal nur wenige Stunden, im Winter, mit zeitweiligen Unterbrechungen, oft einige Wochen.

Die Bora entsteht, wenn ein Druckgefälle vom kalten Land gegen das warme Meer vorhanden ist. Wird diese Bedingung dadurch geschaffen, daß über dem kalten Hinterlande der Küste der Luftdruck rasch steigt, so spricht man von einer antizyklonalen Bora; werden aber die steilen Gradienten dadurch erzeugt, daß über dem Meere ein Tief lagert, während das Gebirge den gleichmäßigen Luftzufluß aus dem Hinterlande hemmt, so spricht man von einer zyklonalen Bora.

Die antizyklonale Bora bringt heiteres, trockenes Wetter bei hohem Barometerstand mit meist nur mäßiger Kälte. Die zyklonale Bora bringt trübes Wetter bei stark fallendem Barometer mit heftigen Niederschlägen und großer Kälte.

Die Bora kündigt sich an durch Wolkenbildung über den Kämmen des Küstengebirges. Die Wolken entstehen dadurch, daß die herabsinkende kalte Höhenluft die feuchte wärmere Tiefenluft unter den Taupunkt abkühlt. Nach einiger Zeit reißen sich von den Wolkenmassen einzelne Wolken los, gleiten in die Tiefe und lösen sich auf der Hälfte des Weges infolge der Erwärmung der herabsinkenden Luft wieder auf.

Ähnliche Fallwinde kommen an vielen Küsten vor, wo ein kaltes Hinterland gegen ein warmes Meer abfällt, wie an der NO-Küste des Schwarzen Meeres bei Noworossisk.

Der Mistral der Provence und der französischen Mittelmeerküste von der Ebromündung bis in den Golf von Genua hinein, ist ähnlicher

Natur und ähnlichen Ursprungs wie die Bora. Über dem warmen Golfe du Lion lagert im Winterhalbjahr fast ständig ein Barometerminimum, während die angrenzenden kalten Hochflächen Frankreichs und Spaniens im Winter als Kältezentren häufig Hochdruckgebiete sind. Die Folge davon ist ein NW-Wind, der alle Eigenschaften, vor allem auch das stoßweise Wehen, der Bora hat. Vertieft sich das Minimum über dem Meere, oder steigt das Barometer über dem Hochland stark, so kann ein großes Druckgefälle entstehen, das zuweilen einen wütenden Sturm und auf dem Meere gewaltige Wellen zur Folge hat. Das Hauptgebiet des Mistrals ist das Rhonedelta.

Der eigentliche Schirokko ist ein dem westlichen Teile des Mittelmeeres eigentümlicher, heißer, trockener Wind aus südlicher bis südöstlicher Richtung, der zu allen Jahreszeiten vorübergehend auftritt, am drückendsten in den Monaten Juli und August. Er verdankt seine Entstehung einem Hochdruckgebiete über der Sahara. Beim Überschreiten des Atlasgebirges nimmt er föhnartigen Charakter an und erhöht dabei seine Hitze und Trockenheit in hohem Maße.

In Algier, Philippeville und anderen Küstenstädten Marokkos, Algeriens und Tunesiens wurden während starken Schirokkos Temperaturen von 40—50° C beobachtet. Die Temperaturzunahme ist zuweilen sehr plötzlich. Die Dauer des heißen Windes beträgt gewöhnlich nur einige Stunden, zuweilen freilich auch 2—3 Tage. Am häufigsten folgt nach einem Schirokko Windstille mit darauffolgendem NW-Wind und leichtem Regen. Stürmischer Schirokko (Gibli, auch *Samum* genannt) führt oft solche Mengen Wüsten- und Steppenstaubes mit sich, daß eine wirkliche Verfinsterung der Luft eintritt. An der Küste begleiten den Schirokko häufig starke Luftspiegelungen, Wasserhosen und schwere Böen.

Anmerkung. Der im östlichen und mittleren Teil des Mittelmeeres, insbesondere in der Adria, als Schirokko bezeichnete stürmische Wind ist kein Fallwind, er hat mit dem eigentlichen Schirokko nur die südliche bis südöstliche Richtung und die hohe Temperatur gemein. Er ist feucht, schwül und oft regenbringend. Er wird entweder hervorgerufen durch die Wechselwirkung einer Depression über Nordwesteuropa und eines Hochdruckgebietes über dem Balkan oder Kleinasien (antizyklonale Form, ohne Niederschläge), oder er entsteht als zyklonaler Schirokko, starke Niederschläge bringend, an der Ostseite einer von Westen herannahenden Depression. Zieht diese in nordöstlicher Richtung weiter, so frischt der Schirokko in der Regel bei fallendem Barometer mit schwerem Regen bis zu seiner größten Stärke auf, um dann oft unter Gewittererscheinungen in einer Bö aus SW plötzlich bis NW auszuschießen. Dieser Schirokko ist eine Begleiterscheinung der in Abschnitt IX behandelten Zyklonen mittlerer Breiten. Zieht die Depression nach SO, so wird der Schirokko in der Adria oft von einer stürmischen Bora abgelöst.

VII. Land- und Seewinde, Monsune.

35. Land- und Seewinde sind Winde mit täglicher Periode, die annähernd senkrecht zu einer Küste wehen. Ihre Ursache ist die periodisch in 24 Stunden wechselnde Erhitzung und Abkühlung des Landes. Während die See Tag und Nacht fast gleich warm ist, steigt die Tem-

peratur des Landes während des Tages aus den in 9 angeführten Gründen sehr stark. Am Erdboden erhitzt sich die Luft; sie dehnt sich aus und fließt in der Höhe nach See zu ab, so daß über dem Lande ein Tief entsteht. Zu ihm strömt Luft von See her, so daß wir am Tage Seebrise haben. Die Seebrise setzt zuerst auf hoher See ein und dringt langsam gegen die Küste vor. Sie ist am stärksten in den Nachmittagsstunden.

In der Nacht kühlt sich das Land urch Ausstrahlung stark ab. Indem sich die Luft am kalten Boden abkühlt, sinkt sie zusammen, in der Höhe strömt Luft herzu, so daß sich über dem Land ein Hoch bildet. Die aus ihm nach See ausfließende Luft bildet den Landwind, der in den Morgenstunden vor Sonnenaufgang am stärksten weht.

Die Seebrise ist fast immer kräftiger als der Landwind, doch erreicht auch sie selten eine größere Mächtigkeit als 300—500 m Höhe. Land- und Seebrisen sind am besten in niedrigen Breiten ausgebildet, weil hier der Gegensatz zwischen Tag und Nacht am größten ist. Auch in außertropischen Breiten kommen sie in der wärmeren Jahreszeit an ruhigen, heiteren Tagen zur Entwicklung.

Segelschiffe benutzen in den Gegenden, in denen solche Winde regelmäßig wehen, den Tag zum Einlaufen, die Nacht zum Auslaufen.

36. Monsune. Monsune sind Winde mit jährlicher Periode, hervorgerufen durch die Temperaturoegensätze zwischen Land und Wasser. Sie entwickeln sich vor allem da, wo ausgedehnte Festländer in mittleren Breiten inmitten großer Meeresflächen liegen, wie dies insbesondere bei Asien und Australien der Fall ist. In den Tropen liegende Festländer können nicht zur Entstehung von Monsunen Veranlassung geben, weil in den Tropen der starke Gegensatz von Sommer und Winter fehlt.

Im jeweiligen Sommerhalbjahr erwärmt sich die Luft über dem stark erhitzten Festlande, und es bildet sich hier ein Gebiet relativ niedrigen Luftdruckes aus, auf das nun der Wind von See zuströmt. Im Winterhalbjahr dagegen fließt der Kaltluftkörper, der sich über dem Lande immer wieder durch Abkühlung der Luft am kalten Erdboden ausbildet, auseinander und wir haben einen viele Monate von Land nach See zu wehenden Wind. Die so erzeugten Luftströmungen unterliegen der Ablenkung durch die Erddrehung.

Das Umsetzen der Monsune dauert in der Regel 2—4 Wochen und findet in den Monaten März, April und Mai, sowie Oktober und November statt. Es ist mit un stetigen Winden, Windstillen und böigem Wetter verbunden.

Die hauptsächlichsten Monsungebiete der Erde sind die folgenden.

1. Der Nordindische Ozean und die Chinasee. Auf die starken jahreszeitlichen Luftdruckschwankungen über Südasien und Australien wurde schon in 20 hingewiesen. Im Nordsommer geht der Luft-

druck über Südasien infolge der starken Erwärmung des Landes bis auf 750 mm zurück. Infolgedessen treten horizontal gerichtete Ersatzströme aus der kälteren Umgebung auf, namentlich aus dem südlich von diesem Minimum liegenden ausgedehnten Indischen Ozean. Durch die Erdrotation werden nun diese südlichen Ersatzströme nach rechts abgelenkt, so daß im Nordsommer in den südlich von Asien gelegenen Meeresteilen der SW-Monsun weht.

Im Nordwinter steigt der Luftdruck über dem erkalteten Lande, die schwere Luft fließt nach dem Meere ab, und wir haben im nördlichen Indischen Ozean unter Mitwirkung der Rechtsablenkung durch die Erddrehung NO-Monsun. Dieser entspricht völlig dem NO-Passat, der als planetarischer Wind (37) im nordindischen Ozean wehen müßte. Im Chinesischen Meer kommt, entsprechend dem Verlauf der Küste der Sommermonsun aus südlicher und südöstlicher, der Wintermonsun aus nördlicher und nordwestlicher Richtung. Der SW-Monsun reicht bis in Höhen von 4000—5000 m, der NO-Monsun nur bis 2000 m. Über den Monsunen fließen entgegengesetzte Luftströmungen, getrennt von ihnen durch ein Übergangsgebiet mit schwachen unbeständigen Winden.

Der SW-Monsun ist viel stärker als der NO-Monsun. Während dieser nur etwa die mittlere Stärke (4) des Passats erreicht, weht der SW-Monsun im Arabischen Meer mit der Stärke 6—8, im Bengalischen Busen mit der Stärke 5—6, im Chinesischen Meer mit 4—5.

Diese Verschiedenheit ist darin begründet, daß sich das im Sommer am meisten erwärmte Gebiet im Süden von Asien befindet, während das Kältezentrum im Winter viel nördlicher liegt. Außerdem sind die Luftmassen des SW-Monsuns wegen ihrer großen Feuchtigkeit sehr befähigt an den Gebirgen Südasiens in die Höhe zu steigen, wodurch die Windstärke des Monsuns erhöht wird.

Das Monsungebiet des nördlichen Indischen Ozeans reicht im allgemeinen bis zum Äquator, nur der NO-Monsun wird an der afrikanischen Küste durch die Erwärmung des Landes bis 10° S über dem Äquator hinübergezogen, wobei er mehr und mehr zu einem Ostwind wird.

Wie die Windkarten (Abb. 30, 31) zeigen, wird der SW-Monsun mehr oder weniger vom SO-Passat des südlichen Indischen Ozeans gespeist. Trotzdem darf er nicht als dessen unmittelbare Fortsetzungen angesehen werden, er ist vielmehr durch einen Gürtel meist schwacher unbeständiger Winde von ihm getrennt, der sich auch durch häufige Gewitter und Regen als Rest des äquatorialen Kalmengürtels zu erkennen gibt.

Die Monsunwechsel im nördlichen Indischen Ozean werden im Segelhandbuch der Seewarte so beschrieben: In den Monaten März und April stellen sich an den Küsten Indiens, sowohl im Bengalischen als auch im Arabischen Meere, zuerst südliche und südwestliche Winde ein, die jedoch weder an Stärke noch an Regenreichtum den Charakter des eigentlichen Monsuns tragen. Zwischen 10° und 15° nördl. Breite lagert dann über dem Indischen Ozean noch ein Rücken hohen Drucks mit vorwiegend nordöstlichen Winden. Allmählich dringt aber der SO-Passat der südlichen Halbkugel immer weiter und weiter nach Norden vor,

beim Überschreiten des Äquators eine südliche und dann südwestliche Richtung annehmend. Wenn dann Ende Mai oder Anfang Juni der Rücken hohen Drucks verschwindet, bricht dieser SW-Wind oft plötzlich in gewaltigen Stürmen über Indien herein, Regen und Fruchtbarkeit dem Lande bringend (the bursting of the monsoon).

Der Übergang vom SW- zum NO-Monsun vollzieht sich in den Monaten Oktober und November durch allmähliches Verdrängen des SW-Monsuns durch den NO-Monsun von Norden her. Während dieser Zeit nehmen Windstillen und veränderliche, böige Winde oft weite Gebiete ein.

2. Die Meeresteile nördlich von Australien — Javasee, Bandasee — und die angrenzenden Teile des Indischen und Stillen Ozeans stehen im Südsommer unter dem Einfluß des Tiefdruckgebietes von 755 mm, das sich über dem erwärmten australischen Festland ausgebildet hat. Die von Norden zuströmende, untere Luft wird durch die Erdrotation nach links abgelenkt und bildet einen „Nordwestmonsun“, der vom Dezember bis Februar am kräftigsten entwickelt ist. Bemerkenswert ist, daß in dem Raume vom Äquator bis 10° S, von den Comoren unweit der afrikanischen Küste bis weit in den Stillen Ozean hinein, im Südsommer die Luft nach Australien hinströmt, so daß im Indischen Ozean zu dieser Zeit zwischen dem NO-Monsun und dem SO-Passat ein Gürtel nordwestlicher und westlicher Winde eingeschaltet ist.

Im Südwinter haben die Meeresteile nördlich von Australien SO-Passat, während dieser im Indischen Ozean nur bis etwa 5° S vordringt.

3. Der Golf von Guinea im Atlantischen Ozean. Zur Zeit des nördlichen Winters trifft man im Golf von Guinea meistens SO-Passat aus fast südlicher Richtung an. Im nördlichen Sommer (Juli—September) bewirkt die starke Erwärmung Nordwest-Afrikas (Senegambien, Sierra Leone usw.) die Ausbildung eines Tiefdruckgebietes über dem Lande. Die von Süden zufließende Luft wird nach rechts abgelenkt und in einen regenreichen SW- bis W-Monsun verwandelt.

4. Die Westküste Mittelamerikas am Stillen Ozean. An der Westküste Kolumbiens und Kostarikas findet man ähnliche Verhältnisse wie an der Küste Guineas. Im nördlichen Sommer herrschen hier SW-Winde, im Winter NO-Winde.

Außerdem gibt es noch eine Reihe kleiner und schwächer ausgeprägter Monsungebiete, z. B. an der Westseite von Nordamerika, an der südkalifornischen und mexikanischen Küste, oder selbst jenseits des Polarkreises an der Nordküste Asiens im Weißen Meer usw. Auch an den Küsten großer Binnenseen, so z. B. im Kaspischen Meer, treten Monsunwinde auf.

Die im Winter ablandigen Monsunwinde treiben an verschiedenen Stellen der Erde Staubwolken weit auf das Meer hinaus und geben zu

einer Trübung der Luft und zuweilen zu Staubfällen Veranlassung, so besonders im Atlantischen Ozean in den Wintermonaten, wenn über der Sahara hoher Druck liegt. Der ablandige, als Harmattan bezeichnete Wind führt feinste rötliche Staubteilchen von der NW-Küste Afrikas bis über die Kapverden hinaus. Da der Staub weit in das Passatgebiet getrieben wird, spricht man auch vom Passatdunst und Passatstaubfällen, obwohl es sich um eine Erscheinung mit jährlicher Periode handelt. Auch in anderen Ozeanen kennt man trockene Staubnebel, so z. B. an der Somaliküste im Sommer während des SW-Monsuns, im Persischen Meer im Winter während des NO-Passats usw.

VIII. Planetarische Winde.

37. Allgemeines über die große Zirkulation. Außerordentlich viel einfachere meteorologische Verhältnisse als auf der wirklichen Erde würden auf dieser herrschen, wenn der Gegensatz von Wasser und Land auf ihr nicht vorhanden, die Erde also etwa nur mit Wasser bedeckt wäre. Die Winde, die unter dieser Annahme auf der Erde vorhanden sein würden, bezeichnet man als planetarische, d. h. dem Planeten als solchem zukommende, im Gegensatz zu terrestrischen, durch das Zusammenwirken von Land und See bedingten Winden. Einen Fingerzeig über die Beschaffenheit des planetarischen Windsystems geben uns die Verhältnisse, wie sie über dem Atlantischen, dem Stillen und dem südlichen Teil des Indischen Ozeans tatsächlich vorliegen. Wir finden folgendes:

Die Äquatorgegend ist durch einen ostwestlich verlaufenden, ziemlich schmalen Gürtel niedrigen Luftdruckes (758 mm im Jahresmittel) mit schwachen unregelmäßigen Winden und häufigen Windstillen, den Stilltengürtel, die Kalmenzone oder die Doldrums, ausgezeichnet.

Von dieser äquatorialen Tiefdruckfurche nimmt der Luftdruck nach N und S zunächst zu. In einer Breite von 25—35° finden sich Zonen hohen Druckes, die subtropischen Hochdruckgürtel oder Roßbreitenmaxima (762 mm im Jahresmittel). Zwischen ihnen und der Kalmenzone wehen die Passate dem Luftdruckgefälle entsprechend nach dem Äquator zu, aber infolge der Ablenkung durch die Erdrotation auf der nördlichen Erdhälfte als NO-Passat in der Richtung von NO nach SW, auf der südlichen Erdhälfte als SO-Passat in der Richtung von SO nach NW.

Polwärts von den Hochdruckgebieten der Roßbreiten finden wir wieder Luftdruckabnahme bis etwa 60° N und S, besonders stark und gleichmäßig ausgeprägt auf der größtenteils mit Wasser bedeckten Süd-erdhälfte, wo in 60° S der mittlere Druck nur etwa 740 mm beträgt.

Die von den Roßbreitengürteln dem niedrigen Luftdruck der höheren Breiten zuströmenden Luftmassen werden durch die Ablenkung infolge der Erdrotation in mächtige, die Polarkalotten umkreisende Westwindwirbel übergeführt.

Gegen die Pole hin haben wir dann wieder eine wenn auch nicht erhebliche Druckzunahme, auf Südbreite deutlicher ausgeprägt als im Norden. Die Polargebiete sind von Kaltluftkörpern bedeckt, an deren Rändern die Luft antizyklonal, also auf beiden Halbkugeln in ostwestlicher Richtung ausströmt.

Da die Luft in den Passaten von Norden und Süden der Äquatorgegend zuströmt, so ist die Kalmenzone als eine Konvergenzlinie im Sinne von 24 anzusprechen. Über einer solchen muß die Luft in aufsteigender Bewegung sein. Daß dieses der Fall ist, wird durch die starke Bewölkung und den reichlichen Niederschlag in der Kalmenzone bewiesen. Die Roßbreitengürtel dagegen bilden Divergenzen mit absteigender Luftbewegung, bezeugt durch einen meist wolkenlos klaren Himmel.

Die in den Kalmen aufgestiegene Luft fließt in der Höhe nach N und S wieder ab. Das Vorhandensein solcher als Antipassat bezeichneter Luftströmungen ist vielfach durch die Zugrichtung hoher Wolken, durch die Ausbreitung der Asche von hohen Vulkanausbrüchen und durch Pilotballonaufstiege bewiesen worden.

Über die mutmaßlichen Ursachen der geschilderten Luftdruckverteilung sei folgendes angeführt. Wenn die Verteilung des Luftdruckes nur thermisch, d. h. durch die Temperaturverhältnisse bestimmt wäre, so müßte man in Bodennähe den tiefsten Luftdruck am Äquator, den höchsten an den Polen erwarten. Da der Druck in warmer Luft mit der Höhe langsamer abnimmt als in kalter, so ist in der Höhe auf jeder Halbkugel ein Druckgefälle vom Äquator zum Pol vorhanden. Auf ruhender Erde würde demnach die Luft in der Höhe zu den Polen hinströmen, dort herabsinken, um in den unteren Schichten zum Äquator zurückzukehren und am Äquator wieder in die Höhe zu steigen. Diese Kreisläufe würden ganz den in 20 und 21 geschilderten entsprechen.

Auf der rotierenden Erde hindert jedoch die ablenkende Kraft der Erddrehung das Zustandekommen der Kreisläufe in dieser einfachen Gestalt. Wenn die in den Kalmen aufgestiegene Luft nach N und S abfließt, so nimmt die Ablenkung rasch so sehr zu, daß die Luft bereits in rund 30° Breite in die westöstliche Richtung abgelenkt ist. Alle nachfolgenden aus der Äquatorgegend heranströmenden Luftmassen erfahren infolgedessen in den subtropischen Breiten eine Stauung, wodurch an der Erdoberfläche eine Luftdruckerhöhung nichtthermischen, nämlich dynamischen Ursprunges entsteht. Die Kreisläufe, die sich auf ruhender Erde zwischen den Tropen und den Polargebieten abspielen würden,

bleiben so unter der Einwirkung der Erdrotation auf die niedrigen Breiten beschränkt.

Das System der Roßbreiten, Passate und Kalmen wandert im Laufe des Jahres mit der Sonne nach N und S, aber nicht wie die Sonne um 47° , sondern nur um 5—8 Breitengrade. Dabei bleibt es um ein volles Vierteljahr gegen die Sonne zurück, so daß die nördlichste Lage im September, die südlichste im März erreicht wird.

Im folgenden sind die einzelnen Gebiete etwas näher geschildert.

38. Die Stilltengürtel und die Roßbreiten. Die Stilltengürtel (auch Kalmengürtel, Doldrums, Äquatorialmallungen oder Mallpassate genannt) nehmen das Gebiet zwischen den beiden Passaten ein. Sie sind ausgezeichnet durch verhältnismäßig niedrigen Luftdruck, Windstille mit schwachen unbeständigen Winden, starke Bewölkung, großen Regenreichtum und heftige Gewitter, als Folgen der aufsteigenden Bewegung der warmen, wasserdampfreichen Luft. Die Kalmengürtel liegen, ebenso wie der Wärmeäquator der Erde, im Atlantischen und im Stillen Ozean durchweg auf nördlicher Breite, und zwar zwischen 0° und 10° N. Im Indischen Ozean dagegen finden sich nur Andeutungen eines Stilltengürtels zwischen dem Äquator und 10° S. Die meridionale Ausdehnung der Kalmen beträgt auf dem Atlantischen Ozean im Mittel 300, auf dem Stillen Ozean nur 150 Seemeilen. Im Atlantischen Ozean bildet das Kalmengebiet ein Dreieck, dessen Basis sich an der Küste Afrikas befindet und dessen Spitze nach W gerichtet ist. Im Stillen Ozean erstreckt sich der Stilltengürtel als schmales Band von den Philippinen bis nach Mittelamerika.

Man vergleiche diese Angaben mit den Karten Abb. 30 und 31.

Bei der periodischen jährlichen Verschiebung werden die Kalmenzonen im nördlichen Sommer breiter, weil der NO-Passat mit der Sonne mehr nach N zurückweicht als der SO-Passat nachfolgt. Dies gilt besonders für den Atlantischen Ozean.

Das ist von Bedeutung für die Segelschiffahrt nach dem Südatlantischen Ozean: im Nordwinter, wenn das Stilltengebiet klein und keilförmig ist, muß man möglichst die Spitze des Keils aufsuchen, also soweit westlich gehen, wie es wegen der brasilianischen Küste tunlich ist, im Nordsommer dagegen schneidet man die Linie östlicher, um das Monsungebiet an der afrikanischen Küste (36, 3) auszunutzen.

Das Barometer zeigt im Kalmengürtel nur geringe Schwankungen. Da aber die ablenkende Kraft der Erdrotation hier nur sehr gering ist, die Ausgleichsbewegungen der Luft also ungehindert vor sich gehen können, so genügen schon geringe Luftdruckunterschiede, um mäßige Winde hervorzurufen. Daher treten im Kalmengürtel unregelmäßige Winde aus den verschiedensten Richtungen auf.

Vielfach herrschen im Bereich der Kalmengürtel im Westen der Ozeane östliche, auf der Ostseite der Ozeane meist westliche Winde vor, weil in diesen

Gegenden der Luftdruck über dem Festlande meistens geringer ist als über dem Meere.

Die Hochdruckgebiete der Roßbreiten liegen auf den Meeren etwa zwischen 25—35° Breite. Wie in den Kalmen, so herrschen auch hier meist Windstillen oder schwache unbeständige Winde. Aber im Gegensatz zu den Kalmen ist hier relativ hoher Luftdruck vorhanden. Der Barometerstand ist in den Roßbreiten erheblichen Schwankungen unterworfen. Die Luft sinkt herab, und die Folge davon sind klarer Himmel, schönes Wetter und große Regenarmut. Während die Roßbreitengürtel im Sommer etwas polwärts, im Winter äquatorwärts rücken, ist ihre Gestalt einer bemerkenswerten Änderung unterworfen. Im Sommer einer Halbkugel zerfällt ihr Roßbreitengürtel, weil über den stark erwärmten Kontinenten die Luft aufgelockert wird, so daß von dem Hochdruckgürtel nur die über dem Ozean lagernden Stücke als große Antizyklogen übrig bleiben. Das ist ganz besonders auf der nördlichen Erdhälfte der Fall (siehe die Julikarte). Auch auf der südlichen Hälfte ist dieser Zerfall bemerkbar, indem über Südafrika und besonders über Australien Tiefdruckgebiete auftreten.

Man unterscheidet die auf dem Meere lagernden Roßbreitengebiete als nordatlantische, nordpazifische, südatlantische, süd-pazifische und südindische Antizyklone.

Wie die Karten (Abb. 30 und 31) zeigen, sind diese Antizyklogen sowohl im Atlantischen wie im Stillen Ozean nach der Ostseite des Ozeans verschoben. Der Grund dieser auffälligen Erscheinung ist in den kalten Meeresströmungen zu suchen, die an der Ostseite der Ozeane kaltes Wasser in die Breiten der Hochdruckgürtel führen, so daß zu der dynamischen noch eine thermische Ursache für eine Erhöhung des Luftdruckes hinzukommt.

39. Die Passate. Passate nennt man die Winde, die das ganze Jahr hindurch mit großer Regelmäßigkeit zwischen dem Gebiet der Roßbreiten und den äquatorialen Kalmen auf Nordbreite aus nordöstlicher, auf Südbreite aus südöstlicher Richtung wehen. Obwohl das Luftdruckgefälle im Passatgebiet nur gering ist, beträgt die Windstärke der Passate doch im Mittel 4 Beaufort, weil das Gefälle auf große Erstreckung gleichmäßig und die Ablenkung infolge der niedrigen Breite nur klein ist.

Das Wetter im Passatgebiet ist heiter mit geringen Niederschlägen, die Witterung die beständigste, die überhaupt auf der Erde angetroffen wird. Die doppelte tägliche Periode der Luftdruckschwankung (je ein Maximum um 10 Uhr vormittags und nachmittags, je ein Minimum um 4 Uhr vormittags und nachmittags) läßt sich im Passatgebiet fast stets unmittelbar am Schreiberbarometer ablesen. Um so mehr sind auch kleine Abweichungen im Luftdruckverlauf zu beachten, da sie Zeichen atmosphärischer Störungen sein können.

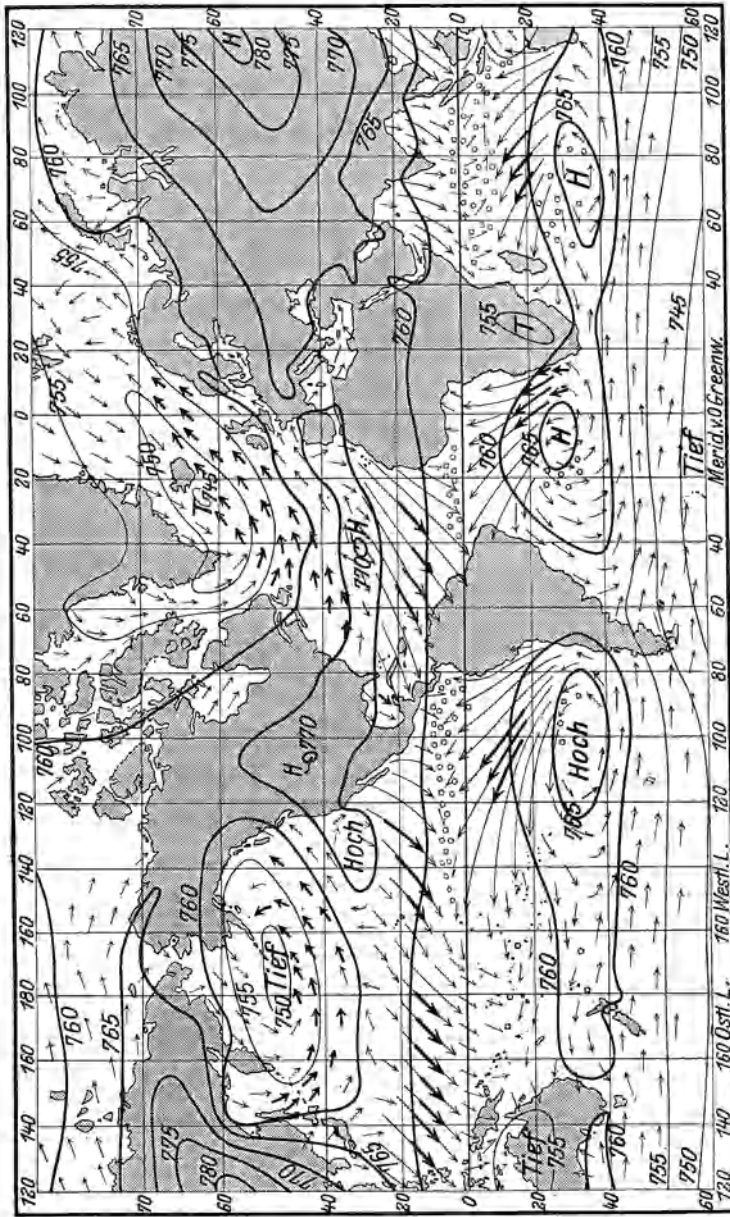


Abb. 30. Luftdruck und Winde an der Erdoberfläche nach Köppen. Januar Karte.

In diesen Karten sind Gegenden mit häufigen Windstößen durch kleine Kreise angegeben. Die Barometerstände in Millimeter sind auf den Meeresspiegel und die Schwere von 45° Breite besichtigt. Die Pfeile fliegen mit dem Winde und geben die vorherrschende Windrichtung. Je länger die Pfeile sind, um so beständiger weht der Wind; je kürzer die Pfeile sind, um so größer ist die Windgeschwindigkeit. \rightarrow bedeutet schwache Winde. Es ist zu beachten, daß solche Karten immer nur die mittleren Verhältnisse darstellen können.

Wie die Kalmen, so liegen auch die Passatgebiete im Atlantischen und im Stillen Ozean nicht symmetrisch zum Äquator, sondern sie sind etwas nach N verschoben, so daß der SO-Passat in der Regel den Äquator

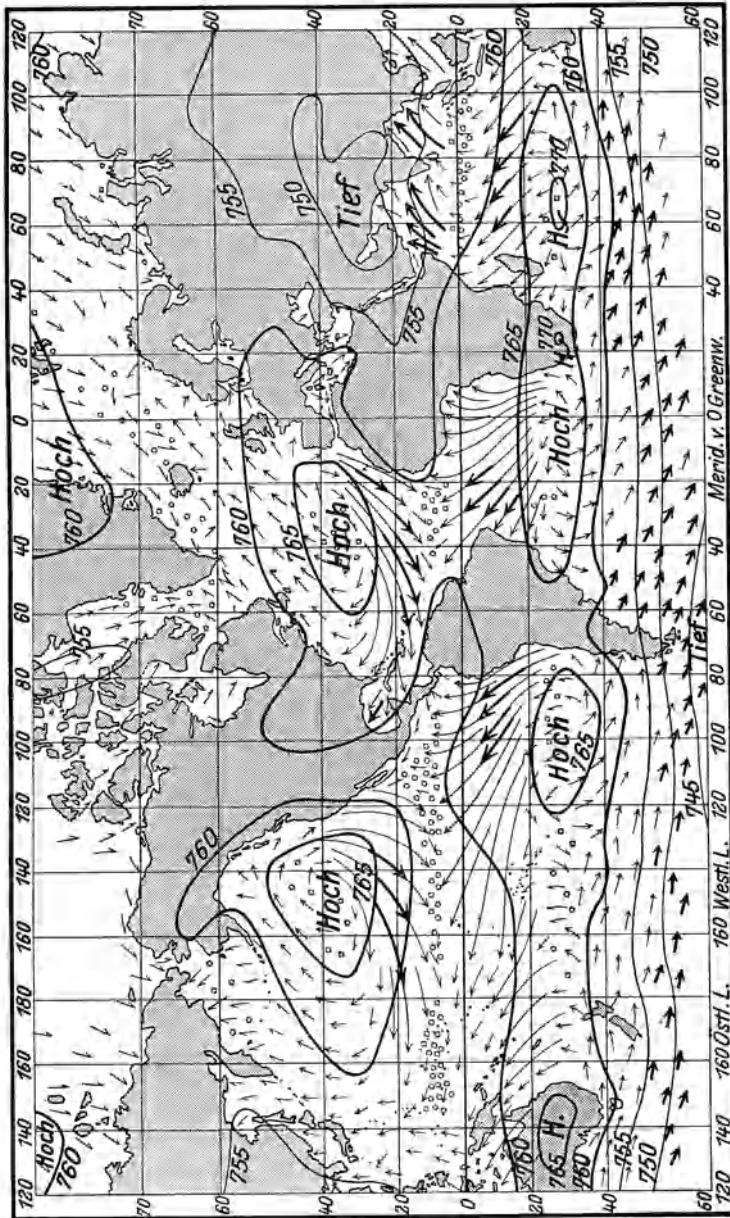


Abb. 31. Luftdruck und Winde an der Erdoberfläche nach Köpplens. Juli-karte.

In diesen Karten sind Gegenden mit häufigen Windstillen durch kleine Kreise angegeben. Die Barometerstände in Millimeter sind auf den Meeresspiegel und die Schwere von 45° Breite besichtigt. Die Pfeile fliegen mit dem Winde und geben die vorherrschende Windrichtung. Je länger die Pfeile sind, um so beständiger weht der Wind; je kräftiger die Pfeile sind, um so größer ist die Windgeschwindigkeit. — bedeutet schwache Winde. Es ist zu beachten, daß solche Karten immer nur die mittleren Verhältnisse darstellen können.

um einige Grade überschreitet, im Nordsommer mehr als im Südsommer. Der NO-Passat dagegen weht im Nordsommer nur etwa bis 10° N, im Nordwinter bis 3° N. Im Indischen Ozean reicht der SO-Passat im süd-

lichen Sommer bis etwa 10° S und im nördlichen Sommer bis etwa 5° S. Die Nordgrenze der NO-Passate liegt auf etwa 30° N, die Südgrenze der SO-Passate auf etwa 28° S. An der Ostseite der Ozeane ziehen sich die polaren Grenzen mehr nach den Polen hin als an der Westseite. So liegen sie im Atlantischen Ozean im Mittel auf den Linien Gibraltar-Florida und Kapstadt-Rio. Die Passatwinde haben an der Ostseite der Ozeane eine mehr meridionale, an der Westseite eine mehr östliche Richtung. Im Atlantischen Ozean wehen sie im allgemeinen stärker und beständiger als im Stillen Ozean. Die Windstärke ist im Winter der betreffenden Halbkugel größer als im Sommer. Im Mittel ist sie gleich 4; sie kann aber je nach den jeweiligen Luftdrucklagen zwischen leichten Winden und stürmischen Brisen schwanken. Die Passatwinde erreichen im allgemeinen Höhen zwischen 1 und 3 km. Zwischen dem Passat und dem Antipassat liegt eine Übergangsschicht mit veränderlichen leichten Winden.

Mittlere Grenzen der Passate.

Passate	Im Atlantischen Ozean		Im Stillen Ozean		Im Indischen Ozean	
	NO	SO	NO	SO	NO	SO
Im September ..	10° – 34° N	3° N– 26° S	10° – 32° N	7° N– 23° S	—	8° S– 25° S
Im März	3° – 25° N	0° – 28° S	5° – 25° N	3° N– 30° S	NO Monsun	11° S– 30° S
Mittl. Breite des Passatgürtels ..	23°	25°	21°	30°	—	18°

Die Lage und Ausdehnung der Passate, der Kalmen und der Roßbreitengebiete sind ausschlaggebend für die Routen der großen Segelschiffe. Diese Routen wurden zuerst um die Mitte des vorigen Jahrhunderts von dem amerikanischen Seeoffizier Maury entworfen. Seitdem sind sie mit der fortschreitenden Kenntnis der meteorologischen Verhältnisse immer feiner ausgearbeitet, nicht zuletzt durch die Mitwirkung deutscher Kapitäne unter Führung der Deutschen Seewarte. Eine genaue Betrachtung der von der Seewarte herausgegebenen Karten der „mittleren Segelschiffswege“ in Verbindung mit den zugehörigen Segelanweisungen läßt die Rücksichtnahme auf die vorherrschenden Winde und Meeresströmungen in allen Einzelheiten verfolgen. So sind beispielsweise die großen Antizyklogen in der Regel auf Nordbreite im Uhrzeigersinn, auf Südbreite im Gegenzeigersinn zu umfahren, was eine völlige Verschiedenheit der Ausreise- und der Heimkehrroute bedingt. Auf die Lage der Kalmen und des Roßbreitengürtels in den verschiedenen Jahreszeiten ist Rücksicht zu nehmen u. a. m. (Man verfolge das z. B. an den Segelkarten des Atlantischen Ozeans!) Dabei hat der Kapitän immer zu berücksichtigen, daß die angegebenen mittleren Routen nur auf Grund der durchschnittlichen Verhältnisse haben entworfen werden können, und daß im Einzelfalle wesentliche Abweichungen vorkommen mögen. So kommt es z. B. besonders im Winter nicht selten vor, daß das Azorenhoch längere Zeit durch ein Tief, eine sog. Madeira-Zyklone, ersetzt wird, was eine grundlegende Änderung der Route sowohl für die Ausreise wie für den Heimkehrer ratsam erscheinen läßt.

Auch für Dampfer und Motorschiffe kann eine geschickte Anpassung an die zu erwartenden Wind- und Stromverhältnisse unter Umständen vorteilhaft, ja notwendig sein.

40. Mittlere Breiten und Polargebiete. Die Polarkalotten der Erde sind von Kaltluftkörnern bedeckt. In ihnen herrscht hoher Luftdruck.

Zwischen dem polaren Hochdruckgebiet und dem der Roßbreiten finden wir im planetarischen Windsystem mächtige Tiefdruckrinnen etwa zwischen den Breitenparallelen von 55° — 65° . Wieder ist diese „Luftdruckfurche“ am klarsten auf Südbreite ausgeprägt, wo sie mit Barometerständen von etwa 740 mm den antarktischen Kontinent umgibt. Auf Nordbreite ist die Tiefdruckrinne wegen der dazwischenliegenden Festländer nicht so regelmäßig ausgebildet. Hier tritt jedoch ein weiterer Umstand auf, der über den Ozeanen ausgesprochene Tiefdruckgebiete entstehen läßt: im Atlantischen Meer führt der Golfstrom, im Pazifischen Ozean der Kuroschio große Warmwassermengen in höhere Breiten. Über diesem warmen Wasser finden wir im Nordatlantischen Ozean das sogenannte „Island-Tief“ zwischen 20 und 40° westlicher Länge und 58 — 62° nördlicher Breite und im Nordpazifischen Ozean das sogenannte „Aleuten-Tief“, etwa zwischen 160° östlicher und 160° westlicher Länge und 43 — 48° nördlicher Breite.

Diese Tiefs sind am stärksten im Winterhalbjahr ausgeprägt, weil dann die Temperatur des hohen Gebirgs- und Tafellandes von Grönland und Island, ebenso wie die der kalten Ebenen Sibiriens und Alaskas viel niedriger ist als die der in gleicher Seehöhe über den beiden warmen Meeresströmungen lagernden Luft. Es wird also in der Höhe ein beständiger Abfluß von Luft auf die kalten Gebiete zu stattfinden, so daß über dem Meere der Luftdruck bedeutend erniedrigt wird und Tiefdruckgebiete von durchschnittlich 745 bzw. 750 mm Barometerstand entstehen. Entsprechend der größeren Mächtigkeit des Golfstroms ist das atlantische Tief zu allen Zeiten besser ausgeprägt als das pazifische.

Da die hohen, mit Schnee und Eis bedeckten Regionen Grönlands und Islands auch im Sommer bedeutende Kältezentren darstellen, verschwindet das atlantische Tief im Sommer nicht, sondern nimmt nur an Tiefe ab. Die niedrigen Ebenen Sibiriens und Alaskas dagegen werden im Sommer verhältnismäßig warm, wärmer sogar als die Luft über dem Meere, so daß das Aleuten-Tief im Sommer verschwindet.

Zwischen den Roßbreiten- und den Tiefdruckgebieten auf 60° bilden sich nun, indem die Luftmassen dem polwärts gerichteten Gefälle nicht folgen, sondern auf Nordbreite nach rechts, auf Südbreite nach links abgelenkt werden, mächtige Wirbel westlicher Winde aus. Am regelmäßigsten ist der Westwindgürtel auf der südlichen Halbkugel ausgeprägt. Man kann in den Breiten zwischen 35° S und 50° S sich ebenso fest darauf verlassen, westliche Winde anzutreffen, wie man im Passatgebiet auf den Passat rechnen kann. Daher spricht man an Bord der Segelschiffe wohl von den „braven Westwinden“.

Der Charakter dieser Westwinde auf Süd- wie auf Nordbreite ist allerdings durchaus anders wie der des Passats. Während dieser stetig mit nahe unveränderter Stärke aus derselben Richtung weht, springt in den Westwindgürteln der Wind fortwährend im westlichen Halbkreis hin und her, indem er gleichzeitig vielfach zwischen leisem Zug und Orkanstärke wechselt. Der Grund liegt darin, daß fortwährend Zyklonen

abwechselnd mit Antizyklonen das Gebiet der westlichen Winde durchziehen, in der Regel in der Richtung von W nach O. Durch die diese Luftdruckgebilde umkreisenden Winde werden fortwährend Luftmassen aus höheren in niedrigere Breiten und umgekehrt verschoben. So wird der Luftaustausch in Richtung der Meridiane, der in den Tropen durch übereinander liegende Luftströme, den Passat und den Antipassat geschieht, in den mittleren Breiten wesentlich durch nebeneinander fließende Luftströme besorgt. Diese Luftströme gehören deshalb mit zu dem planetarischen Windsystem, wenn auch bei ihrer Entstehung die Gliederung der Erdoberfläche in Wasser und Land mit seinen Gebirgen mannigfach beteiligt ist.

IX. Die neue Zyklonentheorie.

41. Die Polarfront. Die in voriger Ziffer erwähnten, für die Witterung der mittleren Breiten, insbesondere auch Europas, so überaus bedeutsamen Zyklonen entstehen nach den Anschauungen der neueren Meteorologie an den polaren Rändern der Westwindgürtel, also da, wo diese an die kalten Luftmassen der Polargebiete grenzen. Die Polaralotten der Erde sind von Kaltluftkörpern bedeckt. Das am Boden von den Polen fortgerichtete Luftdruckgefälle veranlaßt ein antizyklonales Ausströmen der Luft, also am Rande des Kaltluftkörpers, z. B. auf Nordbreite nordöstliche bis östliche Winde. Mit den so bewegten kalten Luftmassen grenzt nun der Polarluftkörper an den Westwindgürtel mit seiner warmen entgegengesetzt bewegten Luft. Die Grenzlinie, in der auf der Erdoberfläche die kalte an die warme Luft stößt, bezeichnet man als die Polarfront. Natürlich hat man sich die Trennungsfläche nicht als vertikal stehend zu denken, vielmehr schiebt sich die kalte Luft infolge ihres größeren spezifischen Gewichtes keilförmig unter die Warmluft. Dieses Vorschieben kann jedoch wegen der Ablenkung durch die Erddrehung nicht beliebig weit geschehen.

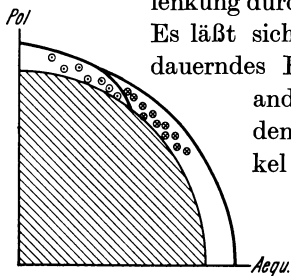


Abb. 32. Vertikalschnitt quer zur Polarfront.

Es läßt sich zeigen, daß ein stationäres, d. h. stetig andauerndes Fließen der beiden Luftströmungen nebeneinander möglich ist, wenn die Grenzfläche zwischen den beiden Luftströmungen einen bestimmten Winkel mit der Erdoberfläche einschließt (s. Abb. 32).

Die Größe dieses Winkels ist von den Temperaturen und Geschwindigkeiten der beiden Luftströme abhängig. Sobald die Geschwindigkeit oder die Temperatur eines der Luftströme eine Änderung erleidet, treten Störungen des stationären Zustandes auf; die im allgemeinen parallel zu den Breitenkreisen verlaufende Polarfront erhält Ausbuchtungen, in-

dem kalte Luftmassen in niedere und daneben warme Luftmassen in höhere Breiten vorstoßen.

Man kann sich die Störungen der Polarfront nach dem österreichischen Meteorologen Exner etwa dadurch entstehend denken, daß eine Kaltluftzunge in die warme nach O strömende Luft vordringt (Abb. 33). Wenn die Westwinde an einer solchen Masse vorbei und über sie hinwegwehen, so wird östlich von diesem Hindernis

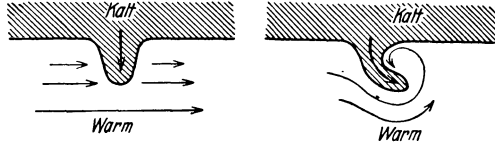


Abb. 33. Kaltluftvorstöße nach Exner.

durch Saugwirkung ein Gebiet niedrigeren Druckes erzeugt, gegen das dann die Luft aus der Umgebung hinzufließt. Unter dem Einfluß der ablenkenden Kraft der Erdrotation entsteht so eine zyklonale Bewegung. Die Zentrifugalkraft sorgt für eine Vertiefung des Wirbels, der dann mit der Kaltluftzunge längs der Polarfront ostwärts wandert.

Veranlassung zu Bewegungsänderungen zwischen diesen kalten und warmen Luftströmungen können am nachhaltigsten durch Hindernisse hervorgerufen werden in Gestalt von Gebirgszügen oder Landmassen, die aus dem Meere aufragen. Die polaren Ostwinde können z. B. an der Küste von Grönland aufgestaut und dadurch nach S abgelenkt werden. Man vermutet, daß in derselben Weise das nordamerikanische Felsengebirge, Spitzbergen, Franz-Josephsland, Nowaja Semlja in Verbindung mit dem Uralgebirge und die Ostküste Nordasiens Veranlassung zu großen Kälteeinbrüchen geben. Auf der Südhalbkugel kommt als solches Hindernis z. B. die weit südlich vorspringende Spitze von Südamerika in Betracht (siehe 47).

Nach einer Hypothese des norwegischen Meteorologen V. Bjerknes sind die Depressionen die Folge einer Wellenbildung an der Grenzfläche zwischen den warmen West- und den kalten Ostwinden. Wenn, wie es oft der Fall ist, ganze Reihen von Zyklonen längs der Polarfront hintereinander herlaufen, so sind das nach dieser Auffassung nichts als Einzelwellen eines zusammenhängenden Wellenzuges. Zwischen den Einzeldepressionen liegen Keile hohen Luftdruckes oder auch geschlossene Antizyklonen. Indem dieser zusammenhängende Zug von Zyklonen und Antizyklonen nach O über den einzelnen Orten fortschreitet, entsteht das mannigfach wechselnde Wetter der mittleren Breiten.

42. Das Zyklonenmodell. Wie schon aus den Ausführungen von 41 hervorgeht, handelt es sich bei den an der Polarfront entstehenden Zyklonen um einen Kampf zwischen kalten und warmen Luftströmungen. Der Verlauf dieses Kampfes ist von V. Bjerknes' Schülern und Mitarbeitern (J. Bjerknes und Solberg) in dem Schema einer idealisierten Zyklone veranschaulicht worden. Dieses Schema ist (für Nordbreite) in Abb. 34 dargestellt. Das mittlere Bild stellt die Zyklone im Grundriß dar, es zeigt also die Verteilung warmer und kalter Luft und die Luftströmungen an der Erdoberfläche. Das untere Bild gibt

einen Vertikalschnitt durch den südlichen Teil, etwa längs der Linie *ab*, das obere einen solchen durch den nördlichen Teil der Zyklone, etwa längs der Linie *cd*. Die Höhen sind im oberen und unteren Bild stark vergrößert gezeichnet.

Zwischen zwei Kaltluftvorstöße ist ein Sektor von warmer Luft (Tropikluft) mit südwestlichen Winden eingeschlossen. Die im Osten gelagerte kalte Luft wird durch die gegen sie vordringende Warmluft zunächst oben wegen der dort fehlenden Reibung weggeschoben. Die Warmluft

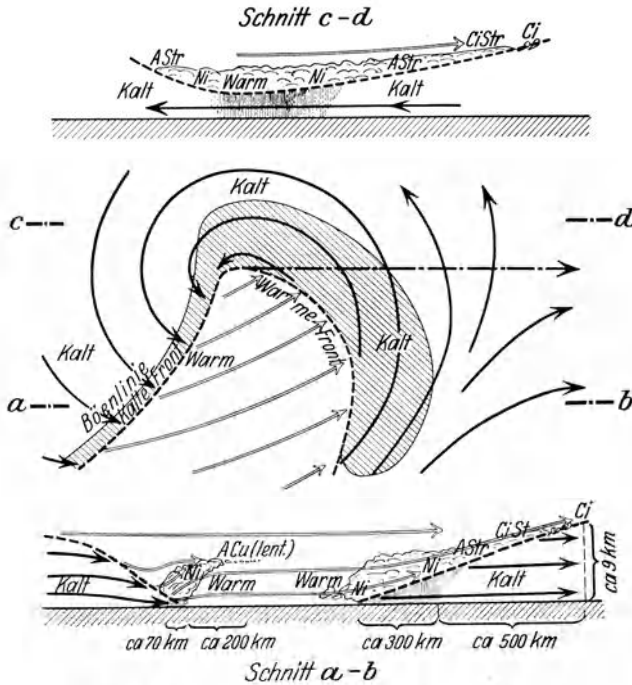


Abb. 34. Querschnitte einer normalen Zyklone.

schaftt sich so eine in Wirklichkeit ganz schwach ansteigende Aufgleitfläche. Indem sie an dieser durch die nachfolgende Warmluft emporgeschoben wird, bilden sich infolge der adiabatischen Abkühlung Wolken, wie dies in dem unteren Bild angedeutet ist. An der Aufgleitfläche geht die Wolkenbildung entsprechend dem langsamen Aufgleiten sehr ruhig vor sich (s. 24, Abb. 24 a). Man hat sich zu denken, daß der ganze Vorgang nach O zu über den Beobachter hinwegzieht, so daß dieser von rechts nach links, etwa längs der Linie *ba*, durch das Bild hindurchwandert. Da in größerer Höhe die Warmluft infolge ihrer größeren Geschwindigkeit vorausseilt, so tritt dort die Kondensation zuerst ein und der Beobachter hat als erstes Anzeichen der heran-

nahenden Depression neben Barometerfall aus westlicher Richtung ziehende c_i und c_i -str. Später folgen dann Altostratus, Stratus und Nimbus, mit denen ein gleichmäßiger, anhaltender Landregen einsetzt. Der Regen hört auf, wenn die Schnittlinie der Aufgleitfläche mit dem Boden den Beobachter erreicht hat. Diese Linie wird Aufgleitlinie oder Warmfront genannt.

Der Beobachter tritt nun in den „warmen Sektor“ ein mit südwestlichen oder westsüdwestlichen Winden. Da hier die Luft nicht aufsteigt, so hört der Niederschlag auf.

Wenn der warme Sektor über dem Beobachter weggezogen ist, fällt plötzlich aus nordwestlicher Richtung die Luft des nachfolgenden Kaltluftkörpers in die warme Luft ein. Man hat sich zu denken, daß die hereinbrechende kalte Luft zum größten Teil die an der östlichen Seite weggeräumte Höhenluft ist, die sich auf den in der Abb. 34 durch starke Linien angedeuteten Bahnen einen Ausweg nach dem Unterdruckgebiet auf der westlichen Seite des warmen Sektors sucht. Das Vordringen der kalten Luft gegen die warme ist in der Regel ein stürmischer Vorgang. Die kalte, schwere Luft bohrt sich gleichsam mit einem aufgestauchten „Böenkopf“ unter die warme und drängt sie gewaltsam in die Höhe (s. 24, Abb. 24 b). So kommt es zu plötzlicher Kondensation des in der Warmluft enthaltenen Wasserdampfes und zu kräftigen Böen mit Regenschauern, die nicht selten mit Graupeln und Hagel untermischt sind. Gleichzeitig sinkt die Temperatur, während der Luftdruck steigt.

Die Grenzfläche zwischen der Warm- und der nachfolgenden Kaltluft wird Einbruchsfläche genannt; ihre Schnittlinie mit der Erdoberfläche wird als Einbruchlinie, kalte Front oder Böenfront, das an ihr herrschende Wetter als „Rückseitenwetter“ bezeichnet.

Für den Beobachter, über den die Böenfront hinwegzieht, macht sich deren Annäherung schon vorher durch Aufklaren des Himmels im Nordwesten bemerkbar. Nicht selten ist den heranziehenden Cumulo-Nimbus-Wolken eine Böenwalze vorgelagert, deren Böenkragen den Himmel bogenartig überspannt (Abb. 26, 27). Beim Durchgang der Böenfront schießt der Wind auf Nordbreite nach NW, auf Südbreite nach SW aus.

Wenn die Temperaturgegensätze sehr groß sind, so nimmt auch der Kondensationsvorgang heftige Formen an und es kommt längs der ganzen Front oder an einzelnen ihrer Abschnitte zu Gewittern, die als Front- oder Wirbelgewitter bezeichnet werden. (Der letztere Ausdruck soll nicht heißen, daß solche Gewitter mit besonderen Wirbeln ausgestattet sind, sondern, daß sie in Verbindung mit Zyklonen, also Luftwirbeln vorkommen.) Frontgewitter unterscheiden sich von Wärmegewittern durch geringere Abhängigkeit von der Jahres- und Tageszeit, durch die meist größere Länge der Gewitterfront, durch

raschere Fortbewegung und endlich dadurch, daß sie eine erhebliche Änderung des Wetters, einen „Wettersturz“ im Gefolge haben. In den Isobaren der Wetterkarte verraten sie sich durch eine V-förmige Ausbuchtung (Gewittersack), entsprechend einer Rinne tiefen Druckes, an deren Westseite ein scharfer Druckanstieg erfolgt. Dieser Druckanstieg

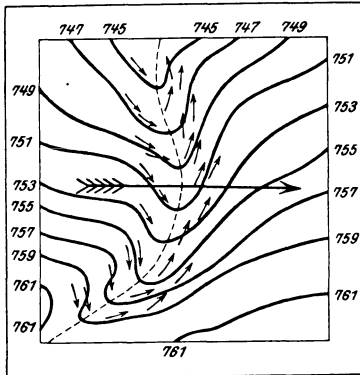


Abb. 35. „Gewittersack“ in den Isobaren.

zeigt sich in der Barographenkurve durch eine „Druckstufe“ beim Vorübergang der Böenfront.

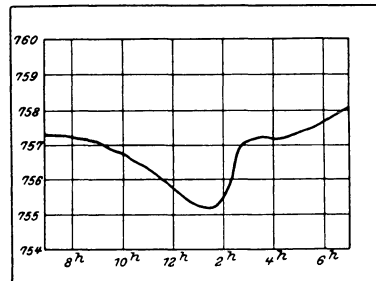


Abb. 36. „Druckstufe“ im Barogramm.

Wegen der mit heftigen Vertikalbewegungen, kräftigen, schlagartigen Niederschlägen und Gewittern verknüpften Böen kann der Vorübergang der Böenfront Fliegern und Luftschiffen unheilvoll werden, zumal da sich die Front oft wegen ihrer Länge nicht seitlich umgehen läßt.

Die Einbruchfläche ist meistens steiler und die von ihr bedeckte Zone schmaler als dies bei der Aufgleitfläche der Fall ist; der Böenregen dauert infolgedessen kürzere Zeit als der Landregen. Übrigens ist der Einbruch der Kaltluft in vielen Fällen nicht ein einmaliger Vorgang; oft kommt die Kaltluft gestaffelt, indem auf einen Schwall kalter Luft ein solcher kälterer Luft und auf diesen noch kältere Luft folgt.

Ein Beobachter, der polwärts vom Zentrum der Depression steht, sich also etwa längs der Linie *dc* von rechts nach links durch diese hindurchbewegt, kommt nicht durch den warmen Sektor. Längs *cd* ist die Warmluft vom Boden abgehoben, der Vorübergang der Depression zeigt sich für den Beobachter nur in einem langsamen Zurückdrehen oder „Krimpen“ (48) des Windes, sowie in der Bewölkung und im Regenfall.

43. Weiteres über den Aufbau der Zyklone. Der Aufbau einer lebenskräftigen Zyklone der außertropischen Breiten ist durch das Zusammentreffen zweier Konvergenzlinien im Zentrum der Zyklone gekennzeichnet. Daß die Kaltfront eine Konvergenzlinie ist, zeigt unmittelbar die Abb. 34. Hier liegt der schon in 24 erläuterte Fall vor, daß Kaltluft in die Flanke eines Warmluftstromes fällt (vgl. Abb. 24b). Wie über jeder Konvergenzlinie ist dabei Luft zum Aufsteigen gezwungen: die warme

Luft wird emporgewirbelt. Aber auch die Warmfront ist eine Konvergenzlinie, was allerdings aus der Abb. 34 nicht ersichtlich ist, da in ihr nur das Fortströmen der oberen, durch die Warmluft verdrängten Luft gezeichnet ist. An der Erdoberfläche jedoch wehen meistens südöstliche Winde gegen die Warmfront heran, so daß wir es auch hier mit einer Konvergenzlinie zu tun haben. Auch an ihr haben wir aufsteigende Luft, indem die Tropikluft an der Aufgleitfläche emporsteigt.

In Abb. 34 trifft die Kaltfront nahe senkrecht auf die Warmfront. Das ist jedoch keineswegs immer der Fall, der Winkel zwischen beiden kann beliebige Werte zwischen 0° und 180° annehmen. Meistens ist er größer als ein rechter. An den Fronten, besonders an der Kaltfront zeigen die Isobaren entsprechend dem dort stattfindenden Windsprung eine mehr oder weniger deutliche Einknickung, etwa so wie Abb. 37 andeutet.

Zur Übersicht seien die Erscheinungen beim Vorübergang einer Zyklone für einen Beobachter an der Erdoberfläche zusammengestellt.

Vor der Warmfront: Kühle Luft; südöstliche schwache Winde; ci-str, a-str, ni, „Landregen“ bei fallendem Barometer.

In der Warmfront: Temperatur steigt, Wind dreht nach S und SW; Regen; der Barometerfall hört häufig auf.

Im warmen Sektor: Warme Luft, stärkere, südwestliche bis westliche Winde; Aufheiterung; bei der Annäherung an die Kaltfront a-cu.

In der Kaltfront: Temperatur fällt plötzlich, Barometer steigt. Wind springt nach NW; cu-ni; kurze heftige Niederschläge, Böen und oft Gewitter.

Hinter der Kaltfront: Kalte Luft; bei starker Aufheiterung gute Sicht; nordwestliche Winde; Niederschläge in Schauern.

Man darf nicht erwarten, daß die Temperaturgegensätze in den verschiedenen Teilen der Zyklone vor allem am Boden in allen Fällen stark ausgeprägt sind, vielfach werden sie verwischt, zumal über dem Lande, z. B. im Sommer durch die tägliche Erwärmung des Erdbodens, im Winter dadurch, daß am Erdboden kalte Luftmassen liegen bleiben, über denen sich dann erst die meteorologischen Vorgänge abspielen. In anderen Fällen ist die von NW einfallende Kaltluft über dem Meere, insbesondere über den Wassern des Golfstroms, angewärmt worden.

44. Entwicklungsgang einer Zyklone. Während Abb. 34 die Zyklone auf dem Höhepunkt ihrer Ausbildung darstellt, veranschaulicht Abb. 38, wie man sich die Entwicklung der Zyklone von deren Geburt bis zum Absterben nach Bjerknes zu denken hat. In Abb. a ist noch die glatte Polarfront vorhanden, bei Abb. b deutet eine schwache Einbuchtung den Beginn einer Zyklonenbildung an, in Abb. c ist etwa der in Abb. 34 dargestellte Zustand erreicht. Indem nun die kalte

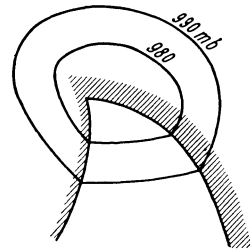


Abb. 37. Isobarenformen an den Fronten.

Front schneller als die warme nach Osten fortschreitet, nähert sie sich der Warmfront immer mehr und der südliche Teil des warmen Sektors wird immer schmaler (Abb. d). Schließlich holt die kalte die warme Front ein und das Warmluftgebiet wird am Erdboden abgeschnürt (Abb. e).

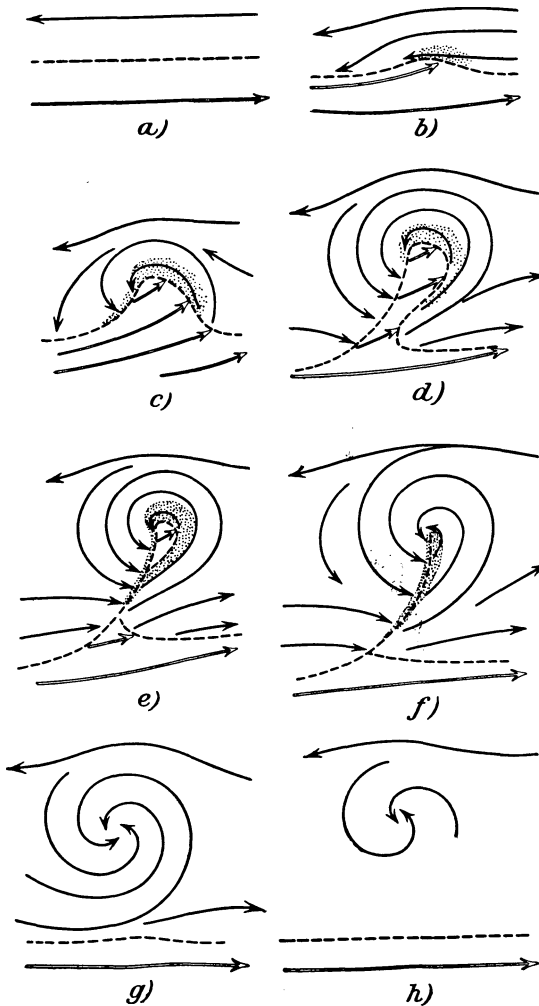


Abb. 38. Entwicklungsgang einer Zyklone.

Ist das Warmluftgebiet ganz vom Erdboden abgehoben, so nennt man die Zyklone ein „zusammengeklapptes Tiefdruckgebiet“ oder eine „Okklusion“ (Einschluß, Abb. f). Damit stirbt der Wirbel ab, die zyklonale Bewegung der Luftmassen dauert infolge der Trägheit noch einige Zeit an, erlischt dann aber infolge der Reibung (Abb. g und h).

Wenn der warme Sektor der okkludierten Zyklone in der Bodenwetterkarte auch nicht mehr erkennbar ist, so verrät er sich doch durch Niederschläge. Viele im Bereich der europäischen Wetterkarten erscheinenden Zyklonen sind bereits im Absterben begriffen, so daß bei ihnen der warme Sektor nicht mehr deutlich ausgeprägt ist. Man beobachtet dann nur ein durchziehendes Wolkenfeld, begleitet von Regen

und einer Druckschwankung, während sich die Temperatur nur wenig ändert.

Der Vorgang des Zusammenklappens wird beschleunigt, wenn die Zyklone auf ein Hindernis, z. B. die hohen Gebirge Norwegens auftrifft. Es kommt dann vor, daß sich der südliche Teil, der im Skagerrak freie

Bahn findet, ablöst und als selbständiger Wirbel unter dem Namen „Skagerrak-Zyklone“ weiterzieht.

Bezüglich der Frage, woher die in der Zyklone zur Entfaltung kommende Energie stammt, sei an die Abb. 15 und 16 erinnert. Zum großen Teil ist es die Lagenenergie der schweren Kaltluft, die sich bei deren Ausbreitung unter die leichtere warme Luft in Bewegungsenergie umsetzt. Nach dem Zusammenklappen liegt alle Kaltluft unten, ihr Vorrat an Lagenenergie ist erschöpft. Nur infolge der Trägheit geht die Bewegung der Luft noch einige Zeit um das Zentrum weiter, bis die Bewegungsenergie durch Reibung aufgezehrt ist und die Zyklone sich auffüllt.

45. Randzyklonen (Teiltiefs), Zyklonenfamilien. Häufig sind dem großen Wirbel der Hauptdepression am Rande kleinere Wirbel aufgesetzt. Sie werden als Sekundärdepressionen, Teiltiefs oder Randwirbel bezeichnet. Frei von ihnen ist nur die polare Seite des Hauptwirbels, in der Regel entstehen sie an der West- und Südwestseite. Sie bilden sich oft ganz unvermittelt, vertiefen sich rasch und rücken mit großer Geschwindigkeit nach Osten vor, indem sie die Mutterdepression auf ihrer Äquatorseite begleiten, meistens ihr sogar vorauf-eilen. Die Randzyklonen sind für den praktischen Wetterdienst von großer Bedeutung. Sie sind von kräftigen Regenfällen begleitet, auf der Vorderseite ist der Wind schwach, um so kräftigere Böen herrschen bei abnehmenden Niederschlägen an der Rückseite.

Teiltiefs lösen sich nicht selten von der Mutterzyklone los, indem sie sich gleichzeitig vertiefen, während die Mutterzyklone sich auffüllt und abstirbt.

Ein Beispiel der Abspaltung eines Teiltiefs geben die Abb. 39—42, die der Rückseite der Monatskarte für den Nordatlantischen Ozean, Oktober 1911, entnommen sind. Man erkennt, wie allmählich die Mutterzyklone verschwindet und die an ihrem Südrande von W nach O hineilende Tochterzyklone sich mehr und mehr vertieft. In Abb. 42 ist die Bahn des Teiltiefs eingetragen. (In diesen Abbildungen sind die Isobaren noch der früheren Anschauung entsprechend als glatte kreis- oder ellipsenähnliche Kurven eingetragen; in den heutigen Wetterkarten weisen sie an den mutmaßlichen Fronten Knicke im Sinne der Abb. 37 auf.

Unter anderen sind die meisten Depressionen im Mittelmeergebiet als Sekundärbildungen nordeuropäischer Zyklonen zu betrachten (siehe Schirokko in der Adria und im östlichen Mittelmeer, 34).

Den Teiltiefs verwandt sind die schon in 42 besprochenen V-förmigen Isobaren, die als Gewittersäcke bezeichnet werden. Auch bei ihnen sind die Isobaren der Hauptdepression zungenförmig ausgebuchtet, nur fehlt der bei den Teiltiefs vorhandene eigene Kern. Bei beiden Bildungen haben wir den raschen Übergang vom warmen „Vorderseiten-“ zum kalten „Rückseitenwetter“.

Nach Bjerknes und Solberg geht vielfach vom Absterben einer Mutterzyklone die Neubildung einer Tochterzyklone aus. Wenn sich die Fronten der Mutterzyklone gerade geschlossen haben (etwa im Stadium *e* der Abb. 38), so bleibt südwärts eine Deformation in der Polarfront zurück, die ihrerseits zur Ent-

wicklung eines Warmsektors und damit oft Anlaß zur Ausbildung einer neuen Depression gibt. Diese spaltet sich von der absterbenden, von der Polarfront aus-
geschiedenen Mutterzyklone ab.

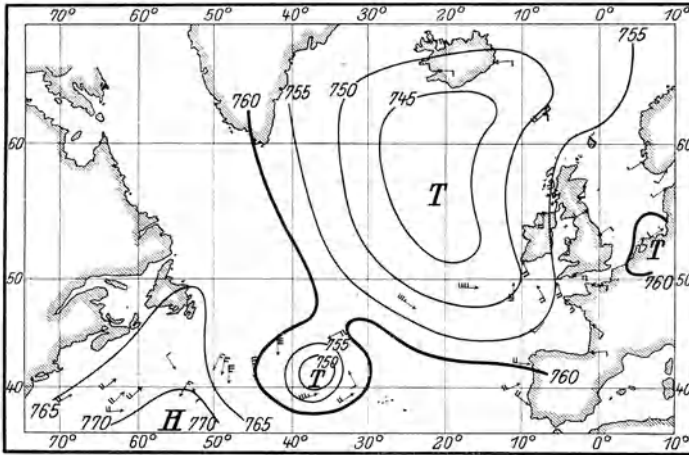


Abb. 39. 19. April 1909, 8 Uhr vorm.

Beim Vorstoß einer großen Kaltluftmasse gegen die niedrigen Breiten folgen meist mehrere Zyklonen hintereinander, von denen jede, ent-

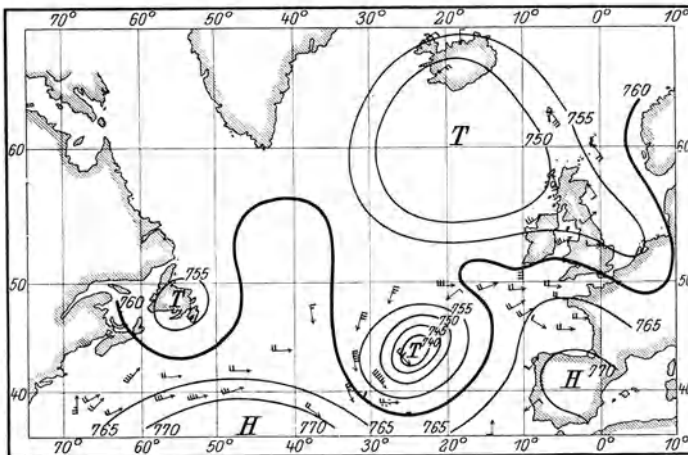


Abb. 40. 20. April 1909, 8 Uhr vorm.

Abb. 39 u. 40. Entwicklung eines Teiltiefs zum Haupttief.

sprechend dem Vordringen der Kaltluft, (auf Nordbreite) südlicher ansetzt und auf südlicherer Bahn nach Osten weiter wandert. Man nennt eine solche Reihe von Zyklonen eine „Zyklonenfamilie“. Man hat sich

deren Glieder längs des südwestlich verlaufenden Vorderrandes der vorstoßenden Kaltluftmasse aneinander gereiht zu denken, etwa in den

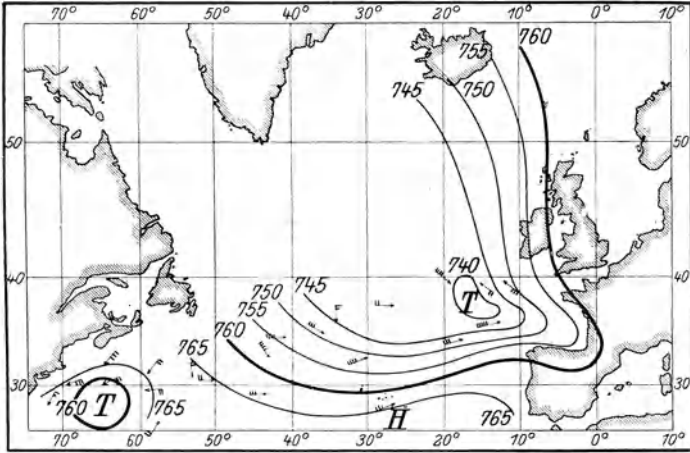
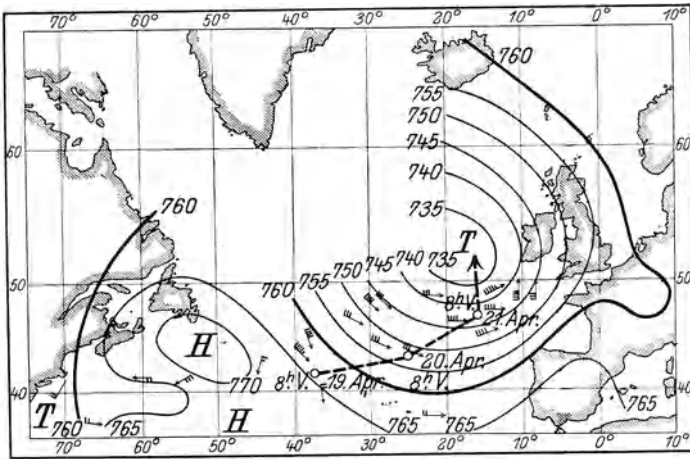


Abb. 41. 21. April 1909. 8 Uhr vorm.

Entwicklungsstadien *f*, *e*, *d*, *c* der Abb. 38. Hat die Polarfront die Roßbreiten erreicht, so hört die Zyklonenbildung auf, und der Polarluft-



----- Bahn des Minimums.

Abb. 42. 22. April 1909. 8 Uhr vorm.

Abb. 41 u. 42. Entwicklung eines Teiltiefs zum Haupttief.

strom, an dessen Ostrand diese Wirbel entstanden sind, mündet in den Passatkreislauf ein.

Zu einer Familie gehören nach Auffassung der norwegischen Meteoro-

logenschule im allgemeinen vier bis fünf Zyklonen. In Norwegen wurde 1921 der Vorübergang von etwa 66 Familien festgestellt, woraus für den Vorübergang von einer Familie eine Dauer von durchschnittlich 5,5 Tagen folgt. Für die einzelne Zyklone nimmt man eine Lebensdauer von einer Woche an.

46. Niedrige und hohe Zyklonen und Antizyklonen. Durch aerologische Beobachtungen ist festgestellt, daß die Kaltluftmassen der zwischen den Zyklonen liegenden Hochdruckgebiete höchstens bis in das Niveau der Altostratuswolken, also etwa 4000—5000 m reichen, nicht, wie man anfangs angenommen hatte, bis auf 9000 m, also in die Nähe der Troposphärengrenze. Man bezeichnet diese Hochdruckgebiete aus dem soeben angeführten Grunde als niedrige oder auch als „kalte“ Antizyklonen. Bei ihrem Herannahen fällt das Thermometer, während der Druck steigt. Die niedrigen Antizyklonen sind auch dadurch ausgezeichnet, daß sie wandern, und zwar in Verbindung mit den zwischenliegenden Tiefdruckgebieten, die man sich entsprechend als verhältnismäßig niedrige Gebilde zu denken hat.

Im Gegensatz zu diesen wandernden, troposphärischen Kälte- und Wärmewellen stehen die sog. stationären Hoch- und Tiefdruckgebiete, die sich bis in die Stratosphäre hinein erstrecken, und deren Entstehungsursachen wahrscheinlich in dieser zu suchen sind.

Zu den hohen Antizyklonen gehören die als Strahlungshoch bezeichneten Hochdruckgebiete, die sich oft wochenlang in demselben Gebiet halten (vgl. 21). Auch diese sind nur in ihren unteren 500—600 m als kalt anzusehen, soweit eben die Luft durch den kalten Boden abgekühlt wird, darüber hinaus sind sie sogar meist recht warm, weil die herabsinkende Luft föhnartig erwärmt wird. Man ist schon bei diesen winterlichen, erst recht aber bei den sommerlichen Hochdruckgebieten gezwungen, anzunehmen, daß sich über ihnen Stratosphärenluft von abnorm niedriger Temperatur findet. Entsprechend hat man gefunden, daß auch der Luftkörper der hohen stationären Zyklonen in mittleren Höhen verhältnismäßig kalt ist, was auch wegen der dynamischen Abkühlung der Luft erwartet werden muß. So bleibt hier als Erklärung des niedrigen Druckes am Erdboden nur die Annahme großer Wärme in der über dem Gebiet lagernden Stratosphärenluft.

Hohe Zyklonen und Antizyklonen können sich aus niedrigen entwickeln. So fangen viele Zyklonen, wenn sie nach Europa kommen, an, langsam zu ziehen und endlich stationär zu werden, während die nordamerikanischen Zyklonen rasch ziehen und dabei rein troposphärischen Charakter zeigen.

47. Einige besondere Stürme. In manchen Gegenden haben die mit den wandernden Zyklonen verknüpften Stürme besondere Namen erhalten, Namen, die sich besonders auf den eindrucksvollen Durchgang der Böenfront beziehen. Kälteeinbrüche sind die Ursache der in den Vereinigten Staaten gefürchteten Blizzards. Der nordamerikanische Kontinent mit seinem nahezu meridional verlaufenden Felsengebirge ist dem Vorstoß von Kaltluftmassen aus dem Polargebiet überhaupt günstig, zumal im Winter, wo diese Vorstöße nicht selten bis in den

Golf von Mexiko erfolgen und dort den als Norder¹ bekannten Sturm hervorrufen.

Der Verlauf dieser Norder wird folgendermaßen beschrieben: Einige Tage vorher fängt das Barometer an zu fallen, die Temperatur und die Luftfeuchtigkeit nehmen bei leichtem südlichem Wind zu, so daß eine drückende treibhausartige Schwüle herrscht, in der oft Meeresleuchten und Luftspiegelungen beobachtet werden. Der Norder kann bei klarem Himmel einsetzen, meistens jedoch kündigt er sich an durch Wolken in den höheren Luftschichten, die nach Süden ziehen. Während der Südwind ganz einschläft, sieht man plötzlich am Nordhimmel die Böenfront mit dunkler Wolkenwand und Wetterleuchten heraufziehen. In etwa einer Viertelstunde hat sie das Zenit erreicht, und urplötzlich setzt der Nordwind mit einem heftigen Stoß ein. Das Barometer steigt, und die Temperatur sinkt um Beträge bis zu 10° und 15°. Der Norder dauert manchmal nur wenige Stunden, in der Regel aber ein bis zwei Tage, nur ganz schwere Norder halten eine Woche oder noch länger an.

Gleichsam ein Spiegelbild der Zyklonen im nordatlantischen Ozean und des Norders im Golf von Mexiko ist der bekannte (Winter-) Pampero an der La Plata-Mündung. Auch an der Südspitze von Südamerika wird die westöstliche Bewegung der Luft durch ein hohes meridional verlaufendes Gebirge gehemmt, sie bevorzugt deshalb die Richtungen N und S und gibt so Veranlassung zu raschen und starken Temperaturschwankungen, ähnlich wie in Nordamerika². Nordwestlich von der Mündung des La Plata liegt in der Regel ein flaches Tief, dessen warme NO-Seite feuchtwarme Luftmassen im Gebiete des Parana und des Uruguay einnehmen und von dem eine Rinne tiefen Druckes in die Gegend der La Plata-Mündung führt. Ihm gegenüber auf der Westseite des Kontinentes finden wir über den Anden ein Hochdruckgebiet. Durch Wechselwirkung dieser Gebiete bei bestimmten Wetterlagen entstehen die Pamperos, deren gewöhnlicher Verlauf wie folgt beschrieben wird:

Meistens gehen dem Pampero einige Tage lang schwache, nordöstliche bis nordwestliche Winde mit großer Wärme und fallendem Barometer voraus. Die Luft ist vor einem Pampero meistens sehr sichtig und reich an Insekten. Dann fängt der südwestliche Himmel an, sich zu beziehen. Die Luft wird feucht, und Wetterleuchten und Luftspiegelungen treten auf. Bei Flaute oder leichten nördlichen Winden steigt an dem meistens klaren Himmel in SW die Wolkenwalze der Böenfront auf. Der Wind wird unbeständig, zeigt Neigung, nach W zu drehen und große Insektenschwärme ziehen häufig über das Schiff hin. Wenn die rasch hochkommende Pamperowolke fast das Zenit erreicht hat, schießt der Wind gewöhn-

¹ Das Wort Norder wird in verschiedenen Gegenden zur Bezeichnung von Stürmen aus nördlicher Richtung gebraucht. Der westmexikanische Norder ist dem des Golfs von Mexiko verwandt. Auch an den Küsten von Peru und Nordchile wird ein aus nördlicher oder nordöstlicher Richtung wehender Sturm als Norder bezeichnet. Die arabischen Norder sind schwere nördliche Stürme im nördlichen Teil des Arabischen Meeres. Näheres über diese lokalen Stürme findet man in den Segelanweisungen der Seewarte.

² Wegener, K.: Ann. d. Hydr. 1927, 33.

lich plötzlich in einer schweren Bö nach SW aus und weht einige Zeit aus dieser Richtung mit großer Heftigkeit bei rasch steigendem Barometer und stark fallendem Thermometer. Zu gleicher Zeit setzt meistens ein heftiger Regen ein, der von Blitz und Donner begleitet wird. Dauer und Heftigkeit der Pamperos sind verschieden. Manche haben in einer halben Stunde ausgeweht, andere halten mehrere Tage lang an. Nach dem Pampero dreht der Wind nach S und SO und flaut ab. Die Pamperos treten mitunter weit in die See hinaus auf und erstrecken sich nordwärts bis 31° südl. Breite. (Über Sommerpamperos siehe 32 am Schluß.)

48. Bedeutung der Zyklonen für die Schifffahrt. Das Wetter großer Teile des Weltmeeres mit zum Teil äußerst lebhafter Schifffahrt wird durch die im vorstehenden besprochenen wandernden Zyklonen grundlegend bestimmt, so in erster Linie das Wetter des nordatlantischen Ozeans, der in den Wintermonaten durch diese Depressionen zu einem der stürmischsten Meere der Erde wird. Auch der nördliche Stille Ozean und die „braven Westwinde“ („the roaring fortieth“) der Südhalbkugel, erhalten ihr Gepräge durch sie.

Kennzeichnend für die Zyklonen der mittleren Breiten gegenüber den im Abschnitt X zu besprechenden tropischen Wirbelstürmen ist ihre außerordentliche Häufigkeit, besonders während der Wintermonate der fraglichen Halbkugel, ihre große Marschgeschwindigkeit (25 bis 35 km) in westöstlicher Richtung, ferner der oft große Umfang des Depressionsgebietes, der es im allgemeinen für ein Seeschiff ausgeschlossen erscheinen läßt, dem Sturm aus dem Wege zu gehen. Hinzu kommen die großen Temperaturoegensätze der Vorder- und Rückseite sowie die Verschiedenheit der Windstärken in den verschiedenen Quadranten.

Da die Mittelpunkte der nach O wandernden Zyklonen meist polwärts von den Schiffen vorbeiziehen, so daß diese auf Nordbreite auf der rechten Seite, auf Südbreite auf der linken Seite der Bahn der Zyklonen stehen, so dreht der Wind beim Vorübergang der Zyklone in der Regel auf Nordbreite rechts herum, auf Südbreite dagegen linksherum (Doves Winddrehungsgesetz). Man bezeichnet diese, für die betreffende Halbkugel überwiegend vorkommende Winddrehung als Ausschießen, die entgegengesetzte Drehung als Krimpen des Windes. Ein Ausschieger ist ein Wind, der schnell auf Nordbreite etwa von SW nach NW, auf Südbreite von NW nach SW herumspringt, also die für den Vorübergang der Kaltfront charakteristische Drehung macht.

Wenn z. B. im Nordatlantik ein nach W bestimmtes Segelschiff in einen Südweststurm hineingerät, so ist das Ausschießen des Windes der wichtigste Augenblick während des Vorüberziehens der Zyklone. Insbesondere müssen Segelschiffe, die auf der Ausreise von Europa westliche Kurse gesteuert, also bei den vorhergehenden südlichen Winden auf B.B.-Halsen gelegen haben, rechtzeitig über Stag gehen, damit nicht beim Ausschießen des Windes die Segel backschlagen. Den Zeitpunkt des Ausschießens kann man meistens an einem Aufklaren im NW vorher erkennen. Wenn das Schiff auf Steuerbord-Halsen dem nach rechts drehenden Winde folgt, so vermeidet es die Gefahr, die See quer und den Wind von vorne zu bekommen. Außerdem entfernt sich dabei das Schiff von der Bahn

des Zentrums und kommt leichter in Gegenden mit geringerer Windstärke und besserem Wetter.

Nähert sich einem vor dem Englischen Kanal nach SW segelnden Schiff eine Zyklone, und ist der Kapitän in der Lage, die meteorologischen Verhältnisse rechtzeitig zu übersehen, so kann er manchmal großen Nutzen daraus ziehen, daß er das Zentrum nordwärts umsegelt, um die dort herrschenden östlichen und nordöstlichen Winde auszunutzen. Segelt das Schiff ostwärts, so ist es bei Südwestwind und aufklarendem Wetter meistens vorteilhaft, die Rahen vierkant zu brassen, um sich zum Lenzen fertig zu halten.

Auf der südlichen Halbkugel befinden sich die Schiffe meistens ebenfalls auf der äquatorialen Seite der Depressionsbahn. Der Wind dreht links herum. Er beginnt aus NNW und NW zu wehen, Regen setzt ein, das Barometer fällt, bis es im SW aufklart und der Wind in heftigen Böen nach SW ausschießt. Hier hat man sich auf Backbordhalsen vom Zentrum zu entfernen.

Eine der schwierigsten Aufgaben der meteorologischen Navigation war von jeher die Umsegelung von Kap Horn von O nach W. Um sie mit günstigem Wind auszuführen, ist man häufig genötigt, eine von W heranziehende Depression auf ihrer polaren Seite zu umsegeln.

Natürlich bedürfen diese allgemein gehaltenen Regeln in jedem Falle der Ergänzung durch die besonderen Regeln über das Verhalten in den verschiedenen Stürmen der Ozeane, wie sie in den Segelhandbüchern der Deutschen Seewarte und den Seehandbüchern der Marineleitung auf Grund jahrzehntelanger Erfahrung niedergelegt sind.

X. Luftwirbel mit vertikaler Achse. Tromben und tropische Orkane.

49. Staubwirbel, Tromben, Tornados. Luftwirbel mit vertikaler Achse kommen in der Atmosphäre in den mannigfachsten Formen vor: als Staubwirbel, Wind- und Wasserhosen (Tromben), Tornados, tropische Wirbelstürme und Depressionen mittlerer Breiten. Äußerlich sind diese Formen unterschieden durch das Verhältnis, in dem der horizontale Durchmesser des Wirbels zur Länge seiner Achse steht. Staubwirbel sind gleichsam dünne Wirbelfäden; wenig ausgedehnt sind auch die Tromben im Vergleich zu ihrer Länge; bei den Tornados erreicht der Durchmesser etwa die Hälfte der Höhe des Luftwirbels; die tropischen Orkane sind als flache Scheiben zu denken, deren Durchmesser ungefähr das Fünfzigfache der Höhe beträgt.

Staubwirbel. In Wüstengebieten kommt es häufig über stark erhitzten Bodenflächen zu stürmischem, örtlich eng begrenzten Aufstrudeln der am Boden überhitzten Luft, wobei diese gewöhnlich rasch in Wirbelbewegung gerät. Mitgerissener Staub läßt den Wirbel als aufrechte, oft mit der allgemeinen Luftströmung weiterschreitende Staubsäule erscheinen. Zur Kondensation des Wasserdampfes kommt es wegen der geringen Höhe des Wirbels nicht. Der Drehsinn der rotierenden Luft ist unbestimmt, da bei dem geringen Durchmesser des Staubwirbels die Fliehkraft den Einfluß der Erdrotation weit überwiegt.

Wasserhosen oder Windhosen, mit gemeinsamem Namen Tromben genannt, sind oft ungemein heftige Luftwirbel mit vertikaler oder doch nur wenig geneigter Achse, die stets ihren Ausgang von kräftigen Cu- oder CuNi-Wolkenbildungen nehmen. Aus einer etwa 1000 m hoch liegenden Wolkendecke wächst ein warzenförmiger Fortsatz heraus, der sich immer mehr nach unten verlängert und oft in Gestalt eines Schlauches oder Rüssels die Meeresoberfläche oder den Erdboden erreicht. Der äußerst heftige, um den Fuß der Trombe kreisende Wirbelwind zerstäubt auf See das Meerwasser, so daß der Fuß von einem Kranz von Wasserstaub umgeben ist. Am Land richtet der Wind oft argste Verwüstungen an und wirbelt Staub auf, so daß die ganze Windhose in Gestalt einer Sanduhr erscheint. Der Schlauch der Trombe hat einen Durchmesser bis zu 100 m; er erscheint auf dem Meere undurchsichtig durch Wasserstaub. Dadurch wird der Anschein erweckt, als sauge die

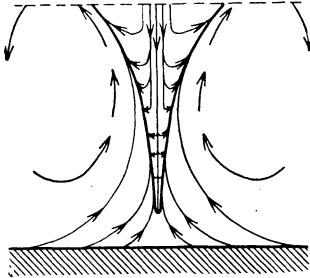


Abb. 43. Vertikalschnitt durch eine Trombe.

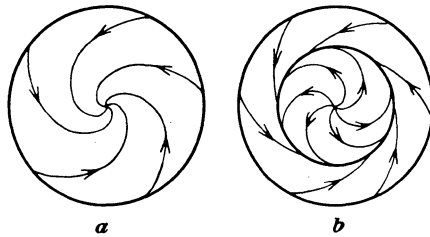


Abb. 44. Horizontalschnitt durch eine Trombe.

Wolke Wasser aus dem Meere in die Höhe. Im Innern des Wirbels herrscht äußerst geringer Druck, wie sich zeigt, wenn eine Wasserhose über ein Schiff weg oder dicht an ihm vorbeigeht. Zuweilen kann man an einer Trombe einen Mantel von einem helleren Kern unterscheiden. Der Mantel ist in heftig drehender und aufsteigender Bewegung begriffen, in ihm findet Kondensation des Wasserdampfes statt, während im Kern absteigende Luftbewegung anzunehmen ist. In Abb. 43 ist eine Wind- oder Wasserhose dargestellt, deren Kern den Boden noch nicht erreicht hat. Die Abb. 44 stellt die horizontale Bewegung der Luftteilchen dar und zwar Abb. 44 a am Boden, Abb. 44 b etwa in der Mitte der Trombe. Auch bei den Tromben ist der Drehsinn nicht immer durch die Ablenkung infolge der Erddrehung bestimmt.

Die Entstehungsursachen der Tromben ist noch nicht völlig aufgeklärt. A. Wegener sieht in ihnen die herabhängenden Enden der in 32 beschriebenen Böenwalzen. Hat man Gelegenheit, solche Erscheinungen zu beobachten, so achte man auf den Drehsinn der Trombe und darauf, ob Gewitter in der Nähe sind und ob Tromben zu mehreren auftreten.

Die Tornados Nordamerikas, die besonders im Frühsommer und in den heißen Tagesstunden in den Gebieten östlich vom Felsengebirge auftreten, sind als Windhosen größten Stiles aufzufassen. Auch bei ihnen senkt sich ein Wolkenschlauch in Form eines Elefantenrüssels aus der Wolkendecke zur Erde. Diese Tornados bewegen sich in der Regel von SW nach NO mit einer Geschwindigkeit von 40 km in der Stunde. Furchtbarste Zerstörungen in einem meist nicht über 300 m breiten Streifen bezeichnen ihren Weg. Sie entstehen in der Nachbarschaft der kalten Front einer Depression, besonders dann, wenn durch südliche Winde viel warme Luft am Boden aufgehäuft wird, während in der Höhe kräftige Westwinde Kaltluftmassen heranzuführen.

50. Allgemeines über die tropischen Orkane. Während das Wetter in den Tropen, von örtlichen Wärmegewittern abgesehen, äußerster Regelmäßigkeit aufweist, treten in bestimmten Gegenden des Tropengürtels und zwar zu gewissen Jahreszeiten heftige Wirbelstürme auf, die man unter dem Sammelnamen tropische Orkane zusammenfaßt. Auch bei ihnen handelt es sich um Wirbel mit vertikaler Achse, nur ist der Durchmesser der Wirbel unvergleichlich größer als der von Tromben und nordamerikanischen Tornados, während er andererseits viel kleiner ist als der außertropischer Depressionen.

Wie bei diesen ist in der Mitte eines tropischen Orkans ein Tiefdruckgebiet vorhanden, auf das der Wind in spiralförmigen Bahnen zuweht und zwar ausnahmslos auf Nordbreite gegen den Uhrzeiger, auf Südbreite mit dem Uhrzeiger.

Im Gegensatz zu den Depressionen mittlerer Breite treten die tropischen Orkane verhältnismäßig selten, und zwar nur in ganz bestimmten Gegenden und zu bestimmten Jahreszeiten auf. Das Luftdruckgefälle und die Windstärken sind meistens erheblich größer als bei den außertropischen Stürmen. Das ringförmige Gebiet dieser Orkane ist sowohl nach außen als auch nach innen gegen einen windstillen Raum in der Mitte ziemlich scharf abgegrenzt. Der Bau dieser Orkane ist, besonders in niederen Breiten, auffallend regelmäßig, so daß nach allen Seiten hin in derselben Entfernung von der Mitte ungefähr der gleiche Gradient, die gleiche Windstärke und vor allem die gleichen Temperaturverhältnisse angetroffen werden. Es fehlt bei den tropischen Orkanen das Nebeneinanderliegen von warmen und kalten Luftmassen, das für die außertropischen Depressionen so kennzeichnend ist, und das geradezu die Energiequelle dieser Depressionen darstellt.

An den tropischen Orkanen wurde zuerst der Wirbelcharakter größerer Stürme erkannt, und zwar in den dreißiger und vierziger Jahren des vorigen Jahrhunderts. Indem man den größten Nachdruck auf die Tatsache legte, daß der Wind das Zentrum umkreist, kam man zu einer „Zirkulartheorie der Zyklonen“. Erst später wurde der Einbiegung der Windbahnen gegen das Zentrum die auch für die Schifffahrt notwendige Beachtung geschenkt (Meldrum auf Mauritius).

51. Die Ursprungsstätten der tropischen Orkane liegen in niedriger Breite; nicht auf dem Äquator, aber stets in dessen Nähe. Es ist einleuchtend, daß in Gebieten stetigen Windes, wie in den Passat- und Monsungebieten, die Vorbedingungen zur Entstehung eines Wirbels nicht gegeben sind, wohl aber in Gebieten wechselnder Winde von böigem Charakter, zumal wenn in diesen Gebieten die Luft sehr warm und mit Feuchtigkeit gesättigt ist. Diese Bedingungen sind in den äquatorialen Kalmen erfüllt. Günstig für die Entstehung eines Wirbels ist es, wenn zu beiden Seiten eines solchen Gebietes Winde von entgegengesetzter Richtung wehen.

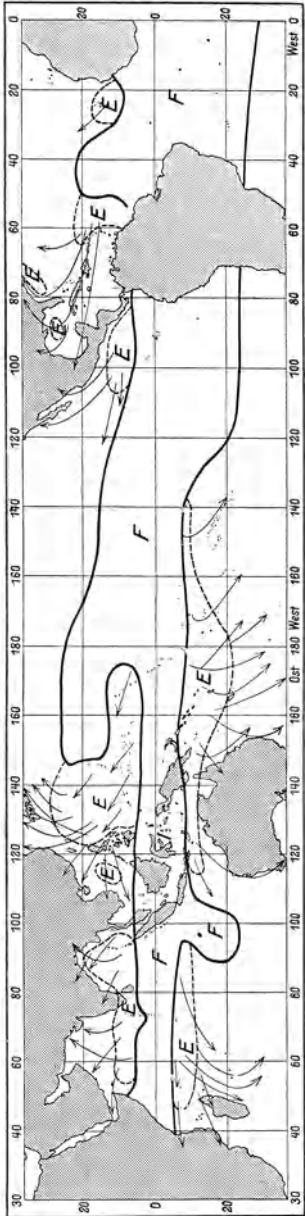


Abb. 45. Übersicht über die Orkangebiete der Erde. *E* = Entwicklungsgebiete der Orkane. → hauptsächlichste Zugrichtung der Orkane. *F* = Orkanfreie Gebiete.

Es ist verständlich, daß Wirbelstürme nicht auf dem Äquator selbst entstehen können, weil hier die ablenkende Kraft der Erdrotation fehlt, die den Anlaß zur Wirbelbildung liefert. So ist ein Gürtel von 6—8° zu beiden Seiten des Äquators fast frei von tropischen Orkanen.

Je nach der Gegend, in der sie auftreten, werden diese Stürme mit verschiedenen Namen bezeichnet. Man nennt sie in der Gegend der Antillen Westindische Orkane, im Arabischen Meer und im Meerbusen von Bengalen Zyklone¹, im südlichen Indischen Ozean Mauritius-Orkane, an den Küsten Ostasiens und der benachbarten Inselwelt Taifune, in der Südsee von den Gesellschafts-Inseln bis zur Küste von Australien Südsee-Orkane. Vereinzelt kommen tropische Orkane auch an der pazifischen Küste Mittelamerikas vor. Die großen tropischen Wirbelstürme sind in ihrem

Je nach der Gegend, in der sie auftreten, werden diese Stürme mit verschiedenen Namen bezeichnet. Man nennt sie in der Gegend der Antillen Westindische Orkane, im Arabischen Meer und im Meerbusen von Bengalen Zyklone¹, im südlichen Indischen Ozean Mauritius-Orkane, an den Küsten Ostasiens und der benachbarten Inselwelt Taifune, in der Südsee von den Gesellschafts-Inseln bis zur Küste von Australien Südsee-Orkane. Vereinzelt kommen tropische Orkane auch an der pazifischen Küste Mittelamerikas vor. Die großen tropischen Wirbelstürme sind in ihrem

¹ Man muß unterscheiden zwischen: der Zyklon (Plural: die Zyklone) = tropischer Orkan und die Zyklone (Plural: die Zyklonen) = Depressionsgebiet außertropischer Breiten.

Auftreten fast ganz auf die Meere beschränkt. Sie überschreiten wohl Inseln, aber sie sterben in der Regel bald, wenn sie auf ausgedehnteres Land übertreten. Sie sind nicht imstande, niedrige Bergzüge zu überschreiten.

Die Entwicklungsgebiete der tropischen Orkane liegen meistens an der Westseite der Ozeane in der Nähe größerer Inselgruppen (vgl. die Abb. 45).

So entstehen die Westindischen Orkane meistens östlich von den Kleinen Antillen, wenn im Spätsommer der NO-Passat mit der Sonne nach N gerückt und das Kalmengebiet über den Ozean bis nach Westindien ausgebreitet ist. Einzelne dieser Orkane haben bis zu den Kapverdischen Inseln zurückverfolgt werden können, also bis in die Gegend, wo im Nordsommer der NO-Passat und der SW-Monsun Seite an Seite wehen.

Vereinzelt treten auch an der östlichen Seite des Atlantischen Ozeans Orkane (Kapverdische Orkane) auf.

Das Entstehungsgebiet der Taifune liegt östlich von den Philippinen in einer länglichen, sich von O nach W erstreckenden Mulde niedrigen Luftdruckes mit böigem Wetter und veränderlichen Winden. Diese Mulde ist an der nördlichen Seite von mäßigen NO-, an der südlichen Seite von schwachen SW-Winden umgeben. Die Sturmwirbel pflegen an dem Ost- oder dem Westende dieser Depression zu entstehen.

Die Mauritius-Orkane entstehen auf etwa 10° S Breite in der Gegend der Chagos-Inseln, wenn hier zur Zeit des südlichen Spätsommers ein schmales Gebiet veränderlicher Winde und Stillten liegt, an dessen Nordseite der NW-Monsun und an dessen Südseite der SO-Passat weht.

Der südliche Atlantische Ozean ist frei von tropischen Orkanen, was sich aus der Tatsache erklärt, daß der Kalmengürtel auf Nordbreite liegt. Das gleiche trifft für den östlichen Teil des Stillen Ozeans zu. Die im westlichen Teil des Stillen Ozeans auftretenden Südseeorkane finden ihre Erklärung darin, daß das seichte, von vielen Inseln durchsetzte Südmeer zur Zeit des südlichen Sommers abnorme Temperaturverhältnisse aufweist.

Die Zyklone im nördlichen Indischen Ozean entstehen hauptsächlich an der Nordseite des im April, Mai vorrückenden oder des im Oktober, November zurückweichenden SW-Monsuns. Im Bengalischen Busen liegen die Ursprungsstätten zumeist westlich von den Andamanen und nordwestlich von den Nikobaren, im Arabischen Meer in der Nähe der Lakkadiven und Malediven.

52. Die Hauptorkanzeiten sind im allgemeinen die Spätsommermonate der betreffenden Halbkugel, wenn die Kalmengürtel ihre höchste Breite erreicht haben. Dann kann die ablenkende Kraft der Erdrotation in

diesen Mulden niedrigen Luftdruckes am wirksamsten sein und die Bildung von Wirbeln am meisten fördern.

Die Hauptorkanmonate sind also

auf Nordbreite: Juli, August, September,

auf Südbreite: Januar, Februar, März.

Die Zyklone im Arabischen Meer haben ein zweimaliges Maximum, entsprechend dem zweimaligen Monsunwechsel, eins in den Monaten April, Mai, Juni und ein anderes im Oktober-November.

Man verfolge diesen jahreszeitlichen Verlauf an den auf S. 84 und 85 gegebenen Zahlen der Häufigkeit der Orkane in den einzelnen Monaten. Die Zahlen sind nur Relativwerte; sie bedeuten, daß von je 100 Orkanen der betreffenden Art nach den dieser Übersicht zugrunde liegenden Beobachtungen auf die einzelnen Monate die in der Tabelle gegebenen Anzahlen kommen. Die Zahl der in den einzelnen Jahren wirklich vorkommenden Orkane jeder Art schwankt sehr. Nach einer Statistik hat man im Jahr durchschnittlich mit etwa 4 westindischen Orkanen, 21 Taifunen, 7 Mauritiusorkanen, 10 Zyklonen in der Bengalenbucht und 2 im Arabischen Meer zu rechnen. Doch sind diese Zahlen sehr unsicher; die der westindischen Orkane ist wahrscheinlich zu klein, die der Taifune zu groß (nach Hann-Süring).

53. Der Orkankörper. Das Zentrum eines tropischen Orkans wird von einem Tiefdruckgebiet von kleinem Umfang eingenommen. Es wird von Isobaren umschlossen, die nahe kreisförmig oder von elliptischer Gestalt sind. Das Zentrum liegt bald nach vorn, bald nach hinten im Sinne des Fortschreitens verschoben. Doch kann die längere Achse auch irgendeinen anderen Winkel mit der Marschrichtung des Orkans bilden.

Die Gradienten sind im allgemeinen bei tropischen Orkanen viel steiler als bei außertropischen Stürmen, nicht weil der Barometerstand im Zentrum an sich niedriger wäre, sondern weil das Gebiet, auf das sich der Barometerfall bezieht, sehr viel kleiner ist. Während in 150 Seemeilen vom Zentrum der Gradient den Wert 1—2 mm hat, wächst er in 120—60 sm auf 6—7, innerhalb 60 sm auf 14 mm und mehr.

Entsprechend den großen Werten des Gradienten ist die Windstärke in den tropischen Orkanen äußerst hoch. Sie wächst mit der Annäherung immer mehr und geht nicht selten über 12 der Beaufort-Skala weit hinaus. Während die Windstärke 12 schon für eine Windgeschwindigkeit von 31 mps oder 60 sm/st gerechnet wird, sind in Orkanen Windgeschwindigkeiten von nahe der doppelten Größe beobachtet worden.

Auf Nordbreite finden sich die größten Windgeschwindigkeiten im vorderen rechten, auf Südbreite im vorderen linken Quadranten des Sturmfeldes (s. 55).

Ausnahmslos wird das Orkanzentrum auf Nordbreite gegen den

Uhrzeiger, auf Südbreite mit dem Uhrzeiger von den Winden umkreist, ein Zeichen, daß die Wirbelbewegung nicht irgendwie zufällig verursacht wird, sondern eine Folge der Ablenkung durch die Erdrotation ist.

Die in spiralförmigen Bahnen auf das Zentrum zuströmende Luft erhält schließlich eine so große Geschwindigkeit, daß die Zentrifugalkraft eine weitere Annäherung nicht zuläßt. So bleibt in der Mitte des Orkans ein windstillter Raum, dessen Durchmesser zwischen 5—30 Seemeilen schwankt. In ihm sind absteigende Luftströme vorhanden, wofür das Aufklaren des Himmels ein sichtbarer Beweis ist.

Um ihn herum wirbelt die von allen Seiten heranströmende Luft in die Höhe. Dadurch kommt sie unter geringeren Druck, sie dehnt sich aus und kühlt infolgedessen ab. So erreicht und überschreitet sie bald den Sättigungspunkt, und das Sturmfeld wird dadurch ein Gebiet gewaltiger Kondensationserscheinungen. Über ihm lagert ein schwerer dunkler Wolkenschild, aus dem der Regen in Strömen herabfällt, und der weit über das Gebiet der stürmischen Winde hinausreicht. Die Kondensationswärme liefert ohne Zweifel einen großen Teil der im Orkan zur Entfaltung kommenden gewaltigen Energiemenge.

Während unten der Wind in Spiralen nach dem Zentrum zu einströmt, bewegt sich die mit Regenwolken beladene Luft in mittlerer Höhe kreisförmig um die Mitte. Oben wird mit Cirro-Cumulus und mit Cirren durchsetzte Luft in auswärts gerichtete Spiralen aus dem Wirbel hinausgeworfen.

Über dem inneren windstillen Raum ist der Himmel infolge des Absteigens der Luft meistens aufgehellert oder die Wolkendecke ist völlig durchbrochen, so daß der Regen aufhört und zuweilen blauer Himmel erscheint oder Sterne sichtbar werden („Auge“ des Sturmes).

Im Zentrum des Orkans wird durch die von allen Seiten heranherrühenden Winde eine große Wassermasse angehäuft. Diese kann auf Inseln oder an Küsten, über die der Orkan hinzieht, verheerende Überschwemmungen verursachen. Für die Schifffahrt ist die hohe, wild durcheinanderlaufende Kreuzsee des Zentrums sehr gefährlich.

54. Wanderung der tropischen Orkane. Die tropischen Wirbelstürme treten bald nach ihrer Entstehung Wanderungen mit eigentümlichem Bahnverlauf an. Nachdem sie zunächst im Entstehungsgebiet selbst meist unregelmäßig hin- und hergezogen sind, folgen sie später dem in der Tropenzone allgemeinen Zug nach Westen. Bald macht sich ein Bestreben nach höheren Breiten geltend; die Bahn wendet sich immer mehr polwärts, so daß der Orkan, wenn er langlebig genug ist, in das Gebiet der westlichen Winde gelangt, mit denen er dann eine östliche Bahn einschlägt. Die so entstehende parabelähnliche Bahn schmiegt sich westlich an das Hochdruckgebiet an, das zur Zeit des Spätsommers in den subtropischen Breiten über den Ozeanen liegt. Die Scheitel

der Orkanbahnen liegen annähernd in der Breite der Wendekreise, auf Nordbreite in der Regel mehr polwärts als auf Südbreite (siehe Abb. 46). Im einzelnen kommen erhebliche Abweichungen vor. Die Breitenlage der Scheitel ändert sich mit den Jahreszeiten. Genaueren Aufschluß darüber geben die Segelhandbücher. Bei vielen Orkanen ist nur ein Teil der Bahnparabel vorhanden. So fehlt bei Südseeorkanen der äquatoriale Ast oft ganz oder er ist verkümmert.

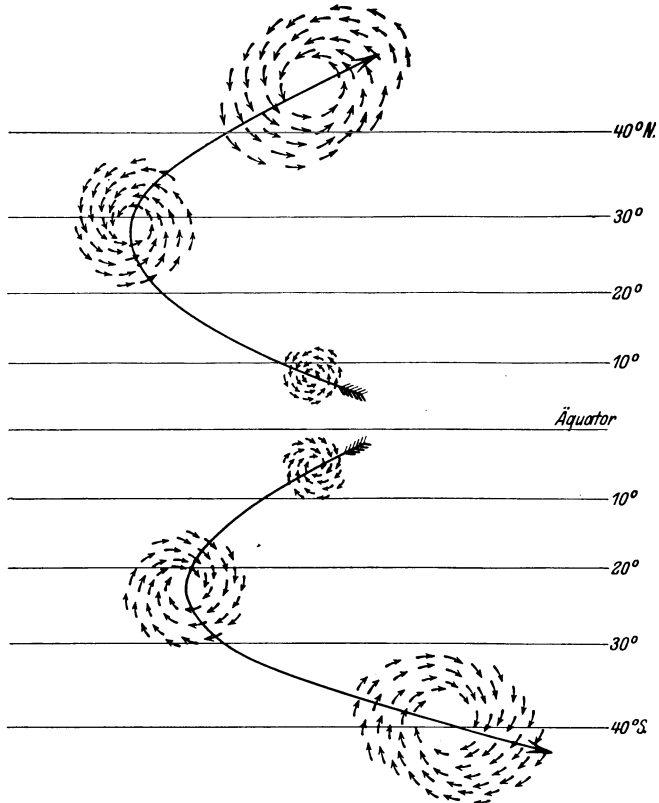


Abb. 46. Bahnen tropischer Orkane.

Nicht selten folgt auf der Bahn, die ein Orkan beschrieben hat, in kurzem Abstände ein zweiter.

Es ist zu beachten, daß ein Orkan nicht als eine sich im Kreise drehende Luftmasse anzusehen ist, sondern eher als ein sich vorwärts bewegendes, kräftiges Tiefdruckgebiet mit starker vertikaler Luftbewegung, das, auf seiner Bahn fortschreitend, von allen Seiten immer neue Luftmassen anzieht, in drehende Bewegung versetzt und sie dann in der Höhe nach allen Seiten wegschleudert. Daraus ergibt sich, daß die unteren Luftmassen bis zu einer gewissen Höhe nur zur Speisung

des Wirbels dienen und seine Bahnrichtung wenig beeinflussen können. So erklärt sich die Tatsache, daß die Bahnrichtung der Orkane von der Richtung des herrschenden Unterwindes wesentlich abweichen kann.

Die Marschgeschwindigkeit des Orkans in seiner Bahn schwankt von ganz kleinen Werten bis 30 sm/st und mehr, sie ist in der Regel anfangs gering, häufig am Scheitel am geringsten, um dann im Gebiet der westlichen Winde die höchsten Werte anzunehmen.

Die Größe des Sturmfeldes wächst mit dem Fortschreiten in der Bahn von rund 60 Seemeilen Durchmesser bis auf das Zehnfache dieses Wertes und mehr. Gleichzeitig nimmt die Intensität nach Luftdruckgefälle und Windstärke ab.

Während der Orkan in niedrigen Breiten zentrisch symmetrisch ist, stellt sich in höheren eine gewisse Unsymmetrie ein, indem die aus polarer Richtung einströmenden Luftmassen kälter, die aus äquatorialer Richtung kommenden wärmer sind. Auch hierin zeigt sich, daß es nicht dieselben Luftmassen sind, die das Zentrum umkreisen, sondern daß immer neue Luftmassen in den Wirbel hineingezogen werden.

55. Die Quadranten des Sturmfeldes. Man kann das Sturmfeld eines fortschreitenden Wirbelsturmes in Quadranten einteilen. In der Fortschreitungsrichtung blickend hat man zur rechten Hand den rechten, zur linken Hand den linken Halbkreis. Jeder von ihnen wird in einen vorderen und einen hinteren Quadranten geteilt. Diese Einteilung ist in Abb. 47 dargestellt.

In der Abbildung ist ein Orkangebiet auf Nordbreite und ein solches auf Südbreite

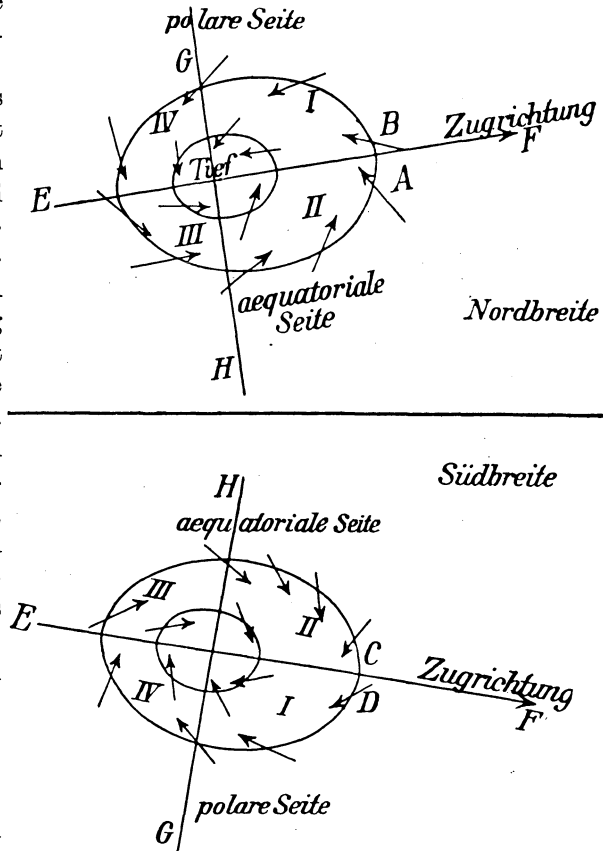


Abb. 47. Die Quadranten des Sturmfeldes.

breite dargestellt, und zwar beide auf dem östlich gerichteten Ast der Bahnparabel; man muß sie sich deshalb in großer Entfernung vom Äquator denken.

Wie die Abbildung zeigt, wird ein Schiff in dem mit *II* bezeichneten Quadranten, nämlich auf Nordbreite im vorderen rechten Quadranten, auf Südbreite dagegen im vorderen linken Quadranten durch den Wind auf die Sturmbahn zugetrieben, also unmittelbar vor den Sturm geworfen. Hinzu kommt, daß auf Nordbreite rechts, auf Südbreite links von der Bahn der Wind in der Bahnrichtung weht, also verstärkt wird, während auf der anderen Seite das Gegenteil der Fall ist.

┌ Daher gilt auf Nordbreite der vordere rechte, auf Südbreite der
└ vordere linke Quadrant als der gefährliche.

Der gefährliche Quadrant liegt also in beiden Fällen nach der Innenseite der Parabel, d. h. nach dem Hochdruckgebiet zu, um das sich die Bahn herumlegt.

56. Anzeichen für das Herannahen eines Orkans. Das wichtigste Instrument, das Nahen eines Orkans zu erkennen, ist das Barometer. Für ein Schiff in einer Orkangegend hat jede Störung in der täglichen Periode des Barometerganges, zumal in der Orkanjahreszeit, als Warnung zu dienen. Am einfachsten verraten sich solche Störungen am Schreiberbarometer. An normalen Tagen zeigt das Barogramm eine regelmäßige Wellenlinie mit zwei Bergen um 10 Uhr vormittags und nachmittags und zwei Tälern um 4 Uhr vor- und nachmittags. Jede Abweichung davon hat als Warnungszeichen zu gelten. Dabei ist zu beachten, daß das Tiefdruckgebiet häufig von einem Wall höheren Luftdruckes umgeben wird, in dem bei hohem Barometerstand schönes, trockenes und auffallend klares Wetter mit kühlen frischen Winden herrscht.

Im Wasser verrät sich der Orkan häufig durch eine sonst nicht erklärliche lange Dünung, am Himmel durch das Heraufziehen eines zarten Cirrusschleiers, der sich allmählich verdichtet, und in dem oft Höfe und Ringe um Sonne und Mond erscheinen. Die Dämmerung ist verlängert, der Himmel beim Auf- und Untergang der Sonne feurig, dunkel kupferrot und violett gefärbt.

Mit der Trübung des Himmels tritt ein Umschlag in der Witterung ein, die frühere Frische macht feuchtschwülem und drückend heißem Wetter Platz. Das Barometer beginnt zu fallen.

Bewegt sich ein Orkan längs der äquatorialen Grenze eines Passates oder Monsunes, so beobachtet man häufig ein starkes Auffrischen dieser Winde. Solche Gürtel verstärkten Passats oder Monsuns sind in Orkangenden immer verdächtige Anzeichen. Im übrigen ist in solchen Gegenden schon jeder ungewöhnliche Wind verdächtig.

Mitunter kann man das Herannahen des Orkankörpers unmittelbar

wahrnehmen, besonders in niedrigen Breiten, wo die Erscheinung noch unverflacht auf kleinem Raum zusammengedrängt ist. Wenn sich der Wolkenschild des Orkans noch unter dem Horizont befindet, verraten lange, zarte Cirrusstreifen die Peilung des Zentrums. Bei einem jungen Orkan sind sie schneeweiß und heben sich scharf von dem noch blauen Himmel ab, während sie bei einem älteren Orkan schwach sind und allmählich hinter dem dichter werdenden Cirrusschleier verschwinden. Beim Näherkommen des Orkans steigt eine Wolkenwand, einer fernen Küste ähnlich, aus dem Meere auf. Auch nachdem die Regenwolken den ganzen Himmel bedeckt haben, bleiben sie in der Richtung, in der das Zentrum liegt, am schwärzesten.

Mit dem Einsetzen des Windes beginnt der entschiedene Fall des Barometers. Während die Wolkenbank sich höher und höher schiebt, löst sich der Rand in einzelne Regenwolken auf, die zunächst feinen Sprühregen, dann immer heftigere Regenschauer und Böen bringen. In der Nähe des Zentrums fallen aus den tief herabhängenden Wolken Regenströme wie in zusammenhängenden Massen. Der Wind weht in Böen, die stets mit Regenschauern verknüpft sind.

Blitze sind auffällig selten im Innern tropischer Orkane. (Nur die Zyklone im Bengalischen Busen sollen ihre Lage bei Nacht weithin durch Wetterleuchten verraten.) Daß trotzdem in diesen Orkanen elektrische Entladungen vorkommen, geht aus den starken Luftstörungen der F.T.-Empfangsanlagen der in der Nähe befindlichen Schiffe hervor.

Im Entstehungsgebiet beobachtet man während der Entwicklung eines Orkans häufig umlaufende Winde mit Regenschauern, die allmählich in Regenfall übergehen. Leichte Böen treten auf und nehmen an Heftigkeit zu. Die Luftdruckwellen behalten erst ihre Regelmäßigkeit bei, der Luftdruck sinkt dann stetig bis auf einige Millimeter unter dem Normalwert. Ehe man sich dessen versieht, setzt sich der Wind in einer Richtung fest und weht mit Stärke 9, 10 und 11 B.

58. Praktische Orkankunde. a) Anwendung der Funktelegraphie. Für den Führer eines Schiffes ist es von allergrößter Wichtigkeit, daß er sich nicht von einem Orkan überraschen läßt. Er muß gleich beim ersten Gedanken an einen Orkan versuchen, sich über die Lage seines Schiffes zum Orkanfelde und über dessen Bewegungsrichtung Klarheit zu verschaffen, um so früh wie möglich seine Manöver einleiten zu können. In erster Linie hilft ihm dabei die ausgiebige Anwendung der Funktelegraphie. In den meisten Orkangegenden ist ein Orkanwarnungsdienst eingerichtet. Die Sturmwarnungsstellen melden, soweit ihnen dies möglich ist, alle zwei Stunden funkentelegraphisch den ungefähren Ort des Orkans, die geschätzte oder beobachtete Marschrichtung und Marschgeschwindigkeit desselben, die ungefähre Tiefe des Barometerstandes in ihm, zuweilen auch noch, ob der Orkan sich ausbreitet oder ob er abflaut usw. Auf diese Angaben kann der Kapitän sich aber nie unbedingt verlassen, sondern er muß immer selbst urteilen, welchen Weg der Orkan wohl nehmen wird. Die Zuverlässig-

57. Übersichtstafel der tropischen Wirbelstürme.

	Westindische Orkane	Taufname	Orkane in den Mexikanischen Gewässern	Mauritius-Orkane	Orkane zwischen Java und Australien	Südsee-Orkane	Arabischen Meer	Zyklone im Bengalischen Meerbusen
Ursprung	15—20° N und 60—75° W, östlich von den kleinen Antillen	4—28° N und 124—175° O, meistens östlich von den Philippinen	5—15° N und 90—110° W	Ungefähr 10—12° S und 60—90° O in der Nähe der Chagos-Inseln	Nördlich von Australien zwischen 105—125° O	5—12° S und 145° O bis 140° W	5—20° N, bei den Lakadiven und Malediven	5—20° N, bei den Nikobaren, Andamanen und den Mergui-Inseln
Scheitel	Ungefähr 20—30° N und 75° W. Je östlicher die Bahn, um so nördlicher der Scheitel	Febr.—Mai: 15—20° N, Juni—Okt.: 20—35° N, Okt.—Dez.: 15—20° N, durchschnittlich 20—35° N, selten südlicher. Zuweilen fehlend	Fehlt meistens ganz	15—25° S und 55—75° O. Der Scheitel liegt um so südlicher, je westlicher die Bahn liegt; zuweilen fehlend	23—25° S, fehlt sehr häufig	13—29° S. Im Mittel 19 1/2° S. Oft fehlend	15—20° N, gewöhnlich fehlend	15—20° N, gewöhnlich fehlend
Ende	In ungefähr 50° N und 40° W	Küste von Korea und Japan, seltener Siam, Tonking und China	15—25° N und 125° W, zuweilen auch im Kalifornischen Meerbusen	28—30° S und 55—70° O	Nordwestküste Australiens, oft in 30° S	NO-Küste Australiens, meistens aber 30—35° S u. 165° O bis 165° W	Küste Arabiens oder Vorderindiens zwischen Kambay-Golf und Karachi	Küste Vorder- und Hinterindiens von Madras bis Akyab
Durehm. des Sturmfeldes in sm	200—300 Extreme sind 50 und 1000	Etwas 50 im Anfang. 800 am Ende	80—200	50—60 im Anfang. 700—800 am Ende	150—300	300—500 Extreme sind 200 und 800	150—400	100—500

Bahnrichtung	Südl. von 17° N: W—NW; zwischen 17° und 20° im Juni, Juli, August bis Mitte Sept.: W bis NW; zwischen 17° und 20° von Mitte September, Oktober, Nov.: NW bis N; nördlich vom Scheitelpunkt N—NO	In der Hauptzeit: südlich der Linie: Shanghai-Inkulin-Bonin-Insel: W—NW; nördlich davon: N—NO. Im November: südlich von 20° N: W—NW, nördlich von 20° N: N—NO	Südlich von 20° N: W bis NW, darüber hinaus NW bis N, selten auch N—NO	Bis etwa 15° S: W—SW, dann S—SO	W—S, einige biegen auch nach SO und O um	Meistens nur für ganz kurze Zeit S—SW, dann SSO bis SO	Südlich von 15° N; W bis NW; nördlich davon bis Ende September ebenfall: W—NW, von Oktober an N—NO	Südlich von 15° N: W bis NW; nördlich davon bis Ende September ebenfall: W—NW, von Oktober an N—NO
Marschgeschwindigkeit in sm/st	8—12 (im NW-Ast), 5—8 (beim Umbiegen), 15—30 (im NO-Ast)	5—10 (bis 20° N), 15 (20—30° N), 15—30 (30—40° N)	5—20	15—20 (vor dem Umbiegen), 5—10 (beim Umbiegen), 18—26 (nach dem Umbiegen)	Unbestimmt	3—18, im Mittel 8	4—10	Zuerst 2—8 dann 8—25

Relative Häufigkeit in % (siehe S. 78)

Januar ...	—	22	—	29	—	—	—	—
Februar ...	—	22	—	17	—	—	5	—
März ...	—	19	—	28	—	—	—	—
April ...	—	13	—	6	—	—	5	2
Mai ...	1	5	—	1	—	—	11	6
Juni ...	5	1	—	—	—	—	23	12
Juli ...	5	—	—	—	—	—	7	18
August ...	24	1	—	—	—	—	—	15
September ...	34	—	—	2	—	—	5	19
Oktober ...	28	1	—	1	—	—	21	14
November ...	3	6	—	3	—	—	17	10
Dezember ...	—	11	—	12	—	—	5	5

keit der Funkwarnungen hängt ganz von der Zahl und der Güte der von den Funkstellen aufgefangenen Schiffsbeobachtungen ab. Da kein Kapitän wissen kann, welches Material den Meldungen über Orkane, die noch kein Land berührt haben, zugrunde liegt, so ist es ratsam, sich aus den selbst aufgefangenen Schiffsmeldungen ein eigenes Urteil zu bilden und dieses mit dem der Funkstellen zu vergleichen.

Von ganz besonderem Vorteil wird dabei das Zeichnen von Wetterkarten auf Grund der aufgefangenen Schiffswettermeldungen sein. An Hand solcher Karten wird es oft möglich sein, durch rechtzeitige Entscheidungen den Kurs des Schiffes so zu wählen, daß es außerhalb des Orkanfeldes bleibt. In Orkangebieten sollten deshalb alle Schiffe am Wetterdienst mitarbeiten, indem sie selbst möglichst oft zuverlässige Wettermeldungen abgeben.

Es ist ein Irrtum, zu glauben, daß es hierbei auf die Meldungen eines weit von einem Orkan in gutem Wetter dahinfahrenden Schiffes nicht ankommt. Bei den westindischen Orkanen z. B. sind gerade die Barometermeldungen von Schiffen in der Gegend der Bermudas und im Golfstrom besonders wichtig für die Beurteilung der Orkanbahn. Erstreckt sich nämlich das in der Mitte des Ozeans meistens vorhandene Hochdruckgebiet bis an das amerikanische Festland heran, so wird der in Westindien westnordwestlich fortschreitende Orkan wahrscheinlich das Festland betreten. Liegt aber über dem Golfstrom eine Rinne tieferen Druckes zwischen dem Festland und dem atlantischen Hoch, so ist mit großer Wahrscheinlichkeit damit zu rechnen, daß der Orkan in der Nähe des Festlandes umbiegt.

b) Peilung der Mitte. Zu diesen funkentelegraphischen Meldungen müssen nun die eigenen Beobachtungen an Bord treten. Die ersten Zeichen eines fernen Orkans und der Lage seiner Mitte sind häufig Cirrusstreifen, die sich von einem Punkte des Horizontes strahlenförmig ausbreiten. Man lege in mehrstündigen Zwischenräumen den Strahlungspunkt — annähernd die Orkanmitte — nebst Schiffsort und Zeit in einer Karte fest.

Ferner gibt die Richtung der Dünung, die oft weit voreilt, ein gutes Mittel, die Lage der Mitte zu schätzen.

Nicht selten sieht ein erfahrener Beobachter in niedrigen Breiten mehrere Tage lang die Orkanwolke, mißt ihre Höhe, peilt die Wolke und stellt so fest, in welcher Richtung die Mitte liegt und ob sie sich nähert oder entfernt. In höheren Breiten ist die Mitte der Orkanwolke allerdings selten deutlich zu erkennen.

Befindet man sich bereits im Windbereich des Wirbels selbst, so geschieht die Peilung nach dem Buys-Ballotschen Gesetz. Dabei ist zu bedenken, daß die Peilung nach dem Winde keine absolut feststehende, sondern eine veränderliche Größe ist, die von der geographischen Breite, der Windstärke, der Form des Orkangebietes, der Fortbewegungsgeschwindigkeit des Orkans usw. abhängt. Es wird sich also immer nur um eine Schätzung handeln können, die je nach der

Vertrautheit des Beobachters mit den Orkanen der betreffenden Gegend genauer oder ungenauer ausfällt. Es ist zu bedenken, daß der Wind im äußeren Bereiche des Sturmfeldes sowie in niedriger geographischer Breite mehr einströmend ist als in der Nähe der Mitte oder in höherer Breite, so daß man in diesen Fällen das Zentrum vorderlicher als 6 Strich annehmen muß. Eine Küste, auch wenn sie ziemlich weit vom Orkan entfernt ist, hat die Neigung, den Wind zu zwingen, mehr längs der Küste zu wehen. Ein gutes Mittel, die Schätzung der Peilung nach dem Winde zu verbessern, bilden die Wolken. Die Beobachtung des Wolkenzuges in mittlerer Höhe ergibt Windrichtungen, auf die man bis zu mäßiger Entfernung von der Mitte ohne weiteres die alte „8-Strich-Regel“ anwenden kann.

c) Schätzung der Entfernung. Die Entfernung der Orkanmitte kann nach der Stärke des Windes und seiner mehr oder weniger schnellen Richtungsänderung geschätzt werden, besonders aber nach dem Stand des Barometers und seinem stündlichen Fallen. Bei Ermanglung zuverlässigerer Angaben mag man sich folgender Tabellen bedienen:

Abweichung des Barometers vom mittleren

Luftdruck der Gegend in mm.	1—4	4—8	8—15
Entfernung des Zentrums in sm.	500—120	120—60	60—30

oder

Stündl. Sinken des Barometers in mm	0,5—1,5	1,5—2	2—3	3—4
Entfernung des Zentrums in sm . . .	250—150	150—100	100—80	80—40

d) Bestimmung der Bahnrichtung. Um die Bahn des Zentrums zu bestimmen, hat man für jede halbe oder ganze Stunde Besteck abzusetzen und die jeweilige Lage des Zentrums zu ermitteln. Die für das Zentrum gefundenen Orte verbindet man durch eine gerade Linie, die die Bahn darstellt.

Es ist jedoch ratsamer, anstatt die Bahn allein durch eigene Beobachtungen von Bord aus bestimmen zu wollen, die Bahnrichtung und die Marschgeschwindigkeit eines Orkans von vornherein unter Berücksichtigung von Ort und Zeit nach den bisherigen Erfahrungen als festliegend anzunehmen. Siehe z. B. die Tafeln der Orkanbahnen im Westindienhandbuch, III. Teil. Zu der Kenntnis der Bahnen nach Gegend und Jahreszeit muß aber dann noch volles Verständnis für die eigenen Beobachtungen treten, die das allgemeine Bild schrittweise aufklären oder berichtigen. Als Richtschnur beim Manövrieren halte man nur immer fest, daß für das einzelne Schiff nach allen bisherigen Erfahrungen, mit ganz vereinzelt Ausnahmen in den Entwicklungsgebieten, immer nur ein fast gerades Bahnstück in Frage kommt. Durch die Annahme einer krummen Bahn bleiben die Verhältnisse dauernd unklar, während bei Annahme einer geraden Bahn, die ja auch der Wirklichkeit

am besten entspricht, schneller größere Klarheit über alle Beobachtungen eintritt.

Befindet man sich bereits im Windbereich des Wirbels selbst, so kann die Bahnrichtung auch aus der herrschenden Windrichtung und ihrer Änderung bestimmt werden.

„Ändert sich auf beigedrehtem Schiff die Windrichtung nicht, und wächst gleichzeitig die Windstärke bei stetig fallendem Barometer, so befindet man sich auf der Orkanbahn selbst. Geht der Wind rechts herum, so befindet man sich auf der rechten Seite; geht der Wind links herum, so befindet man sich auf der linken Seite der Sturmbahn. Solange das Barometer fällt, befindet man sich auf der Vorderseite des Sturmwirbels.“

Diese Regeln gelten für Nord- und Südbreite gemeinsam; ihre Richtigkeit ergibt sich ohne weiteres, wenn man sich das Schiff festliegend und das Sturmfeld darüber hinziehend denkt. Bei ihrer Anwendung ist zu beachten, daß sowohl Windrichtung als auch Windänderung durch die Fahrt des Schiffes beeinflußt werden. Wenn man dem Sturmfeld entgegen segelt, so ändert sich die Windrichtung schneller als auf stillliegendem Schiff, wenn man in der Bahnrichtung fährt, so ändert sie sich langsamer. Ein parallel zur Bahnrichtung mit der Marschgeschwindigkeit des Sturmes fahrender Dampfer z. B. bleibt in derselben relativen Lage zum Sturmfeld und hat demnach konstante Windrichtung, ohne auf der Sturmbahn selbst zu stehen. Ein schneller Dampfer, der in das Sturmfeld von hinten hineinläuft, kann auf der rechten Seite der Bahn linksdrehenden Wind erhalten und umgekehrt.

Um zuverlässigen Aufschluß über die Winddrehung zu erhalten, müßte man demnach die Fahrt aus dem Schiff bringen. Der früher gegebene und vielfach befolgte Rat, zunächst zur Beobachtung der Winddrehung beizudrehen, wurde im Laufe der Zeit mehr und mehr verlassen, da mit seiner Befolgung Zeit zum Handeln verlorengeht, und zwar gerade die kostbare Zeit, wenn der Schiffsführer noch Handlungsfreiheit hat.

Man ist seit langem bemüht, Instrumente zu erfinden, um damit die Peilung des Zentrums und die Richtung der Orkanbahn auf Grund weniger Schiffsbeobachtungen mechanisch zu bestimmen. Das beste und bekannteste derartige Instrument ist wohl das von Pater J. Algué konstruierte Barozyklonometer für die ostasiatischen Taifune. Die einzelnen Orkane tragen aber häufig so individuelle Züge und weichen so stark von dem idealen Typus ab, daß die Verallgemeinerungen, auf denen solche Instrumente stets beruhen müssen, nicht immer zutreffen. In der Hand des erfahrenen Kapitäns können diese Instrumente jedoch zuweilen wertvolle Dienste leisten.

59. Manövrierregeln. Erst wenn man über die Fortbewegung des ganzen Wirbels und über die Lage des Schiffsortes zum Zentrum im

klaren ist, lassen sich Entscheidungen über die zu machenden Manöver treffen, wobei allerdings die erste Bedingung des Erfolges ist, daß man zunächst von dem Reiseziel absieht und sich nur die eine Aufgabe stellt: „Wie vermeide ich die Mitte?“

Steht man auf der Rückseite des Wirbels, was durch Steigen des Barometers angezeigt wird, so wird man meistens seinen Kurs so wählen können, daß die Reise möglichst gefördert wird.

Steht man vor dem Zentrum gerade auf der Sturmbahn selbst (fallendes Barometer, Wind von unveränderlicher Richtung und stets wachsender Stärke), so suche man in die fahrbare Hälfte zu gelangen, indem man den Wind auf Nordbreite von der Steuerbordvierung, auf Südbreite von der Backbordvierung einnimmt.

Für die übrigen Fälle sind die besten Manöver im folgenden kurz zusammengestellt:

Nordbreite. Gefährliche rechte Seite. Anzeichen: Wind dreht rechts (schießt aus).

Gefährlichstes, vorderes Viertel. Wind dreht schneller. Barometer fällt. Versuche, die Bahn noch vor dem Zentrum zu kreuzen, sonst beidrehen mit Steuerbordhalsen oder Steuerbordvierung.

Hinteres Viertel. Wind dreht langsamer. Barometer steigt. Beidrehen mit Steuerbordhalsen und etwas Fahrt voraus.

Fahrbare linke Seite. Anzeichen: Wind dreht links (krimpt). Wenn genötigt beizudrehen, dann über Backbordhalsen oder Backbordvierung. Sonst lenzen oder abhalten, Wind 2—3 Strich von Steuerbord ein, bis der Wind etwa 8—10 Strich nach links gegangen ist, dann Beidrehen über Backbordhalsen, bis Barometer deutlich steigt.

Südbreite. Gefährliche linke Seite. Anzeichen: Wind dreht links (schießt aus).

Gefährlichstes vorderes Viertel. Wind dreht schneller. Barometer fällt. Versuch, die Bahn noch vor dem Zentrum zu kreuzen, sonst beidrehen mit Backbordhalsen oder Wind von der Backbordvierung!

Hinteres Viertel. Wind dreht langsamer. Barometer steigt. Beidrehen mit Backbordhalsen und etwas Fahrt voraus.

Fahrbare rechte Seite. Anzeichen: Wind dreht rechts (krimpt). Wenn genötigt beizudrehen, dann über Steuerbordhalsen oder Steuerbordvierung. Sonst abhalten mit raumem Wind von Backbord oder lenzen, bis der Wind 10—12 Strich nach rechts gedreht hat und bis Barometer deutlich steigt. Dann Kurs steuern oder mit Steuerbordhalsen solange beidrehen, bis Orkan ganz vorüber ist.

Sollte man in den inneren windstillen Raum gelangen, so sei man vorbereitet auf ein plötzliches Losbrechen des Sturmes aus einer der früheren nahe entgegengesetzten Richtung.

Dabei ist zu bedenken, daß der Versuch, die Bahnlinie des Sturmes zu kreuzen, natürlich nur dann unternommen werden darf, wenn man triftige Gründe hat, annehmen zu können, daß man sich nahe der Bahnlinie und noch weitab vom Zentrum (100—200 Seemeilen) befindet. Aber auch dann bleibt es noch stets ein gefährliches Unterfangen, namentlich polwärts von den Wendekreisen, wo die Wirbel meistens

rasch fortschreiten. In allen Fällen, gleichgültig ob man lenzt oder beidedreht liegt, ist Öl zur Beruhigung der Wellen zu gebrauchen.

Eine alte Gedächtnisregel faßt die gesamten Manövrierregeln in zwei Zeilen zusammen. Sie heißt:

Rechts, Rechts, Rechts!	d. h.: Geht der Wind rechts herum, so befindet man sich auf der rechten Seite der Sturmbahn und man soll mit dem rechten Hals beidrehen.
Links, Links, Links!	d. h.: Geht der Wind links herum, so befindet man sich auf der linken Seite der Sturmbahn und man soll mit dem linken Hals beidrehen.

Da sich die Richtung der See immer langsamer ändert als die des Windes, so hat man, wenn man mit dem angegebenen Halsen beidreht, noch den großen Vorteil, daß die See immer mehr von vorn, also immer günstiger einkommt. Diese in erster Linie für Segelschiffe aufgestellten Regeln gelten sinngemäß auch für Dampfer.

Es ist, besonders im Atlantischen Ozean, leicht möglich, daß ein polwärts bestimmtes Schiff, das in den Tropen einen Orkan zu bestehen hatte, diesem auf höherer Breite wieder begegnet. Ein solches Schiff sollte also stets beachten, daß von Westen her ein Orkan herankommen kann.

Eingehende Anweisungen für die einzelnen Gegenden und Zeiten sind in den Segelhandbüchern der Deutschen Seewarte zu finden. Die hier gegebenen allgemeinen Manövrierregeln können keinen Schiffsführer der Notwendigkeit entheben, im Einzelfalle die in den Segelhandbüchern der Seewarte niedergelegten Ratschläge genau zu studieren. Er muß außerdem bedenken, daß jedes mechanische Arbeiten nach Manövrierregeln sinnlos und gefährlich ist.

Es können auch Fälle eintreten, in denen man trotz allen Aufpassens und sorgfältigster Überlegung nicht imstande ist, die Nähe der gefährlichen Mitte eines Orkans zu vermeiden, zumal, wenn das Schiff sich im Entwicklungsgebiet eines Orkans befindet und die Mitte sich in der Nähe des Schiffes ausbildet oder wenn das Schiff durch die Nähe von Land eingeeengt und dadurch an freiem Manövrieren behindert ist.

60. Übungsaufgaben über tropische Orkane. Was für Schlüsse kann man aus den nachfolgenden Tagebuchauszügen ziehen und wie hat man in jedem Falle zu manövrieren, um das Schiff möglichst zu sichern?

Datum und Zeit	Breite	Länge	Wind	Bar. in mm	Bemerkungen
1. Auf einem von Panama nach S. Thomas bestimmten Dampfer beobachtete man:					
5. Aug. 8 h p. m	16° 34' N	78° 32' W	S SO 2	762,3	{ Auffallend prächtiger Sonnenuntergang.
5./6. „ Mittern.	16° 58' N	78° 0' W	N 2	759,8	Starke Dünung aus SO.
6. „ 2 h a. m			NzW 3	758,3	
6. „ 4 h a. m	17° 22' N	77° 27' W	NzW 5	755,6	{ Schwere Regenböen aus NW.
6. „ 6 h a. m			NNW 7—8	752,4	{ Grobe, schnell anwach- sende See.
6. „ 8 h a. m	17° 49' N	76° 55' W	NNW 8—9	749,2	
2. An Bord eines Segelschiffes, das von S. Thomas nach New York bestimmt ist, beobachtete man:					
3. Okt. 4 h a. m	26° 0' N	72° 14' W	ONO 5	754,3	{ Drohender Himmel in SW.
3. „ 6 h a. m			O 4	751,8	{ Heftige Regenböen aus SO bis SSO.
3. „ 8 h a. m	26° 18' N	72° 20' W	OSO 5	749,0	
3. „ 10 h a. m			OSO 5—7	745,4	{ Regen, Blitze in W und SW.
3. „ Mittag	26° 50' N	72° 28' W	OSO 8—9	740,9	
3. An Bord eines von Honolulu nach Auckland bestimmten Dampfers beobachtete man:					
15. Jan. 4 h p. m	22° 32' S	173° 30' W	NO 2	758,8	{ Der Wind mallte von SO nach NO. Seit 2 h p. anhaltender Regen.
15. „ 8 h p. m	23° 37' S	174° 3' W	NNO 3	756,2	{ Lange Dünung aus W und SW.
15/16. „ Mittern.	24° 20' S	174° 34' W	N 5—6	752,3	{ Grobe See, Blitze in SW, Regen.
16. „ 4 h a. m	25° 15' S	175° 5' W	NNW 6—7	746,7	{ Wild durcheinanderlau- fende See, heftige Re- genböen.
16. „ 8 h a. m	26° 11' S	175° 35' W	NNW 8—9	737,5	
4. An Bord eines nach Shanghai bestimmten Dampfers beobachtete man:					
27. Sept. 8 h a. m	25° 43' N	138° 5' O	SO 3	756,8	{ Lange, schwere Dünung aus SW.
27. „ Mittag	26° 25' N	137° 13' O	SOzS 4	755,5	{ Schwarze Wolkenbank im W.
27. „ 4 h p. m	27° 4' N	136° 22' O	SSO 6	751,1	Heftige Regenböen.
27. „ 8 h p. m	27° 44' N	135° 30' O	Süd 8—9	740,3	{ Grobe See. Schiff ar- beitet stark.
5. An Bord eines von Kolombo nach Port Elisabeth bestimmten Dampfers beobachtete man:					
3. März 8 h p. m	15° 12' S	74° 37' O	{ SWzS 2	759,3	{ Drohende Luft. Lange Dünung aus OSO.
3./4. „ Mittern.	16° 5' S	74° 5' O	SW 3	758,1	Hohe Dünung aus OSO.
4. „ 4 h a. m	17° 1' S	73° 32' O	SWzS 5	755,0	{ Blitze in OSO. Schiff arbeitet schwer.
4. „ 8 h a. m	17° 55' S	73° 10' O	SW 6—8	747,8	Schwere Böen.
6. Auf einem von Honkong nach Nagasaki bestimmten Dampfer beobachtete man:					
5. Aug. 8 h a. m	28° 44' N	126° 8' O	NO 3	758,1	{ Blitze in SSO. Hohe Dünung aus SO.
5. „ Mittag	28° 54' N	127° 0' O	NO 4	755,3	{ Regen und Regenböen aus NNW.
5. „ 4 h p. m	29° 15' N	127° 52' O	NOzN 6	751,0	{ Wild durcheinanderlau- fende See.
5. „ 8 h p. m	29° 35' N	128° 22' O	NNO 7—8	749,8	

Datum und Zeit	Breite	Länge	Wind	Bar. in mm	Bemerkungen
7. An Bord eines von Kalkutta nach Kolombo bestimmten Segelschiffes beobachtete man:					
17. Mai Mittag	21° 3' N	88° 45' O	NO 3	757,5	Windsprang 11 ¹ / ₂ Uhr in einer Böe von SW nach NO um und blieb in dieser Richtung stehen. Wind frischt allmählich auf. Böen aus O und SO treten auf. Machten alle kleinen Segel fest. Hohe Dünung aus S. Schwere Kreuzsee aus S und O.
17. „ 4 h p. m	20° 33' N	88° 34' O	NO 5	754,3	
17. „ 8 h p. m	20° 14' N	88° 28' O	ONO 7	748,0	
17. „ 10 h p. m	20° 6' N	88° 26' O	O 6—7	744,1	
17/18. „ Mittern.	19° 58' N	88° 25' O	OSO 7—8	738,9	
8. Auf einem nach Charleston bestimmten Segler beobachtete man:					
21. Sept. 8 h a. m	18° 24' N	56° 0' W	OzS 5	763	Hohe Dünung aus SO. Im S drohender gelbroter Himmel. Hohe Dünung aus südlicher Richtung.
21. „ Mittag	18° 30' N	56° 50' W	OzS 5	762	
21. „ 4 h p. m	18° 32' N	57° 40' W	OzS 5	761	
21. „ 8 h p. m	18° 36' N	58° 10' W	OzS 6	761	
21/22. „ Mittern.	18° 40' N	58° 50' W	OzS 6	759	
22. „ 4 h a. m	18° 43' N	59° 30' W	O 7	757	
22. „ 8 h a. m	18° 47' N	59° 55' W	O 8	754	
22. „ Mittag	18° 50' N	60° 30' W	O 9	749	
9. Auf einem nach der Algoa Bai bestimmten Segler beobachtete man:					
26. März Mittag	23° 50' S	63° 40' O	O 5	764	Hohe Dünung aus NO. Hohe Dünung aus NO und O.
26. „ 4 h p. m	24° 0' S	63° 20' O	ONO 5	763	
26. „ 8 h p. m	24° 10' S	63° 0' O	NO 6	762	
26/27. „ Mittern.	24° 30' S	62° 30' O	NO 6	761	
27. „ 4 h a. m	24° 50' S	62° 0' O	NNO 7	759	
27. „ 8 h a. m	25° 10' S	61° 30' O	NNO 8	756	
10. Auf einem Segler beobachtete man:					
1. März 4 h a. m	9° 0' S	78° 50' O	WSW 3	759	Drohender Himmel in SO. Hohe Dünung aus SO.
1. „ 6 h a. m	9° 6' S	78° 51' O	W 5	757	
1. „ 8 h a. m	9° 14' S	78° 52' O	WzN 6—7	754	
1. „ 10 h a. m	9° 24' S	78° 54' O	WNW 7—8	750	
11. Auf einem Dampfer beobachtete man:					
15/16. Spt. Mittn.	38,8° N	140,7° O	O 6	761	Hohe Dünung aus S und schwere See aus O.
16. Sept. 4 h a. m	38,1° N	140,5° O	O 7	760	
16. „ 8 h a. m	37,3° N	140,3° O	ONO 7	758	
16. „ Mittag	36,5° N	140,1° O	NO 8	753	
16. „ 4 h p. m	36,1° N	139,9° O	NOzN 8	749	
16. „ 8 h p. m	36,1° N	139,8° O	NOzN 9	744	
12. Am Bord eines Dampfers beobachtete man:					
28. Okt. 4 h a. m	10° 16' N	90° 2' O	OzS 4	759	Grobe See aus O und schwere Dünung aus S.
28. „ 6 h a. m	10° 8' N	89° 32' O	OSO 5	758	
28. „ 8 h a. m	10° 0' N	89° 4' O	OzS 5	757	
28. „ 10 h a. m	9° 52' N	88° 36' O	O 5	756	
28. „ Mittag	9° 44' N	88° 6' O	ONO 6	754	
28. „ 2 h p. m	9° 36' N	87° 40' O	NO 8	751	

XI. Vom Wetterdienst und von der Wettervorhersage.

61. Geschichtliches. Während in den Tropen die Witterung einen sehr gleichmäßigen Charakter aufweist, fehlt in den mittleren Breiten, wo an der Polarfront der Kampf der Westwinde mit den Ostwinden der Polarzone stattfindet, jede Stetigkeit im Ablauf der Wettererscheinungen. Die Mittel, um trotzdem auch in diesen Gegenden das kommende Wetter vorherzusagen, haben sich im Laufe der Zeit fortgesetzt vermehrt. War man ursprünglich darauf angewiesen, aus dem mehrfach beobachteten zeitlichen Aufeinander des Wetterablaufes an einem Orte gewisse Wetterregeln abzuleiten, so erkannte man um die Mitte des vorigen Jahrhunderts, daß die gleichzeitige (synoptische) Betrachtung der Witterungserscheinungen über einem größeren Gebiet gegenüber der zeitlichen Aufeinanderfolge an einem Orte Fortschritte versprach. Die Darstellung der gleichzeitigen Beobachtungen von Luftdruck, Wind, Temperatur, Bewölkung und Niederschlag in „synoptischen Wetterkarten“ zeigte, daß das Wetter mit bestimmten Luftdruckgebilden, vor allem Tief- und Hochdruckgebieten, verbunden war und daß es gleichzeitig mit diesen Gebilden wanderte. Man suchte die Zugstraßen der Depressionen sowie die Geschwindigkeit ihres Fortschreitens statistisch festzustellen (Abb. 48). Die so begründete „synoptische Methode“, die die Luftdruckverteilung zum Ausgangspunkt aller Witterungserscheinungen machte, erzielte zunächst große Erfolge. Im Laufe der Zeit aber erwies sie sich doch nicht als ausreichend für eine zuverlässige Wettervorhersage (Wetterprognose). Erst im Laufe dieses Jahrhunderts wurden nach Vorarbeiten nordamerikanischer, englischer und österreichischer Meteorologen die Fortschritte erzielt, die sich an die Namen der norwegischen Meteorologen V. und J. Bjerknes knüpfen. Sie bestehen in der Hauptsache darin, daß neben der Luftdruckverteilung die Strömungsverhältnisse der Luft, deren Herkunft und Verbleib, das Nebeneinanderliegen und Aufeinanderwirken von Luftmassen verschiedener Temperatur und die Fronten mit ihren typischen Witterungserscheinungen in den Kreis der Betrachtung gezogen werden.

Die an der Erdoberfläche gemachten meteorologischen Beobachtungen werden heute vielfach ergänzt durch Höhenwindmessungen mit Pilotballonen und Bestimmung der Temperatur und der Luftfeuchtigkeit mit Ballonen, die Registriergeräte in große Höhen tragen.

62. Zeichnen von Wetterkarten. Jeder Vorhersage des künftigen Wetters muß eine möglichst genaue Kenntnis des augenblicklichen Wetters vorausgehen. Zur Erlangung einer anschaulich klaren Übersicht über dieses werden sofort nach Eingang der telegraphischen Wettermeldungen Wetterkarten gezeichnet.

Dazu dient ein Kartenvordruck, in dem die festen Landstationen durch kleine Kreise eingetragen sind. Für Meldungen von Schiffen sind zunächst deren Positionen in gleicher Weise in die Karte einzutragen.

Als erstes zeichnet man darauf an allen Beobachtungsorten den Wind nach Richtung und Stärke ein. (Die Windpfeile fliegen mit dem Winde, für die Windstärke 1 erhält der Pfeil eine kurze, für 2 eine längere, für 3 eine längere und eine kurze Feder usw.; und zwar sind diese auf Nordbreite an die linke, auf Südbreite an die rechte Seite der Pfeile zu setzen.) Dann wird der Stationskreis je nach dem Grad der Bewölkung weiß gelassen, zu $\frac{1}{4}$, $\frac{2}{4}$, $\frac{3}{4}$ oder ganz schwarz ausgefüllt. Neben ihm rechts oben schreibt man den Barometerstand, rechts unten die Lufttemperatur, links oben die Art der Bewölkung (ci, str, cu) und links unten gegebenenfalls die Art der Niederschläge und anderer Wettererscheinungen (siehe Tafel VI im Anhang). Rechts wird noch die „Barometertendenz“, d. h. das Verhalten des Barometers in den letzten 3 Stunden angedeutet (siehe Schlüssel für Seeobs-Telegramme S. 29).

Darauf zeichnet man die Isobaren. Die Isobare z. B. von 1000 mb ist so zu legen, daß sie durch alle Punkte geht, von denen 1000 mb gemeldet wurde, und daß sie die Punkte mit kleinerem Luftdruck auf der einen, die mit höherem Luftdruck auf der andern Seite läßt. Zwischen zwei Orten, von denen der erste 1001 mb, der zweite 997 mb gemeldet hat, muß sie so hindurchgehen, daß sie die Entfernung zwischen beiden im Verhältnis 1 : 3 teilt. In Zweifelsfällen wird die Isobare so gelegt, daß der Winkel zwischen ihr und der Windrichtung dem Buys-Ballotschen Gesetz entspricht.

Nach dem Zeichnen der Isobaren ist die nächstwichtigste Aufgabe für den Meteorologen das Aufsuchen der Fronten. Anhalte dafür findet er in den Richtungen der Windpfeile, im Verlauf der Isobaren, in der Barometertendenz, der Verteilung der Lufttemperatur, in der Art der Bewölkung und der Niederschläge.

Auch für den Nautiker auf See ist das Zeichnen eigener Wetterkarten sehr zu empfehlen, wenn diese Karten auch nicht alles enthalten können, was der Berufsmeteorologe auf Grund des ihm vorliegenden reichen Beobachtungsmaterials in seinen Wetterkarten darstellen muß. Am einfachsten gestaltet sich das Zeichnen der Isobaren nach funken-telegraphisch übermitteltem Klartext, doch kann auf diese Weise nur ein Bild der Luftdruckverteilung in groben Zügen gewonnen werden.

Es steht zu hoffen, daß bald eine drahtlose Übertragung von Ozeanwetterkarten an die fahrenden Schiffe ermöglicht wird.

63. Über Wettervorhersage. Nachdem durch Zeichnen der Wetterkarte ein übersichtliches Bild vom augenblicklichen Wetter geschaffen ist, muß die Weiterentwicklung auf Grund von Erfahrungstatsachen

über die Ortsveränderung der Tief- und Hochdruckgebiete und nach gewissen Wetterregeln beurteilt werden.

Als Zugrichtung überwiegt in den mittleren Breiten die westöstliche. Über Europa bevorzugen die in der Regel vom Atlantischen Ozean kommenden Zyklonen erfahrungsgemäß gewisse Bahnen, die von Köppen und van Bebbber statistisch festgestellt sind. Wie Abb. 48

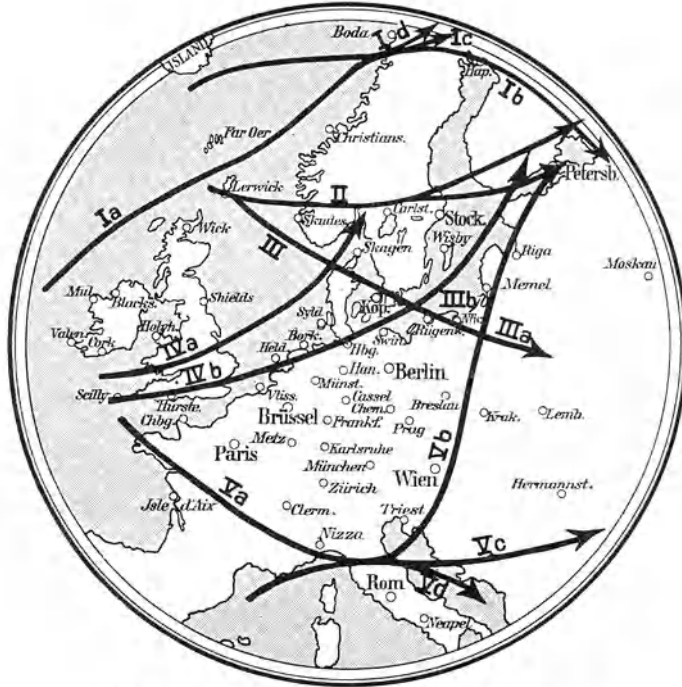


Abb. 48. Hauptzugstraßen der Depressionen über Europa.

zeigt, verlaufen die Zugstraßen vorzugsweise über die großen Wasserflächen und meiden die Festländer, insbesondere hohe Gebirge, wie die Alpen.

Von den Regeln über die wahrscheinliche Bahn, die ein Tief einschlagen wird, sei angeführt: „Tiefdruckgebiete schreiten mit Vorliebe senkrecht zum Temperaturgefälle fort, und zwar auf Nordbreite derart, daß sie das Gebiet höherer Temperatur rechts liegen lassen.“ „Tiefdruckausläufer schreiten mit Vorliebe in 24 Stunden nach der Stätte der ihnen voraufgehenden Hochdruckkeile und diese nach der Stätte der voraufgehenden Tiefdruckausläufer fort“.

Jede Wettervorhersage kann nur eine gewisse Wahrscheinlichkeit für sich beanspruchen. Das Wetter und seine Weiterentwicklung hängen von einer überaus großen Zahl von Faktoren ab, so daß eine zuver-

lässige Vorausberechnung, wie sie in der Astronomie möglich ist, hier ausgeschlossen erscheint. Immerhin besitzen die Wettervorhersagen heute schon einen erheblichen Grad von Zuverlässigkeit.

XII. Wetter-, Sturmwarnungs- und Eisdienst der Deutschen Seewarte.

64. Allgemeines. Eingang des Beobachtungsmaterials. Seit Jahrzehnten werden an vielen Orten des festen Landes von Meteorologen oder anderen dazu berufenen Personen zu bestimmten Zeiten nach einem verabredeten Plane Wetterbeobachtungen angestellt und Aufzeichnungen darüber gemacht. Diese Beobachtungen werden von den meteorologischen Zentralstellen der einzelnen Länder gesammelt, untereinander ausgetauscht und zu synoptischen Wetterkarten verarbeitet. Da die in diesen Karten dargestellten Wetterverhältnisse zur Zeit der Zeichnung und Veröffentlichung der Vergangenheit angehören, so haben die Karten in erster Linie für den Forscher und den Studierenden Wert; unmittelbaren praktischen Nutzen kann nur eine Karte bieten, welche die Luftdruck-, Wind-, Temperatur-, Bewölkungs- und Niederschlagsverteilung wenige Stunden vor der Veröffentlichung darstellt. Dieses Ziel hat erst nach Entwicklung der Telegraphie, insbesondere der Funkentelegraphie, erreicht werden können. Erst durch die elektrische Nachrichtenübertragung ist es möglich geworden, die Beobachtungen von mehreren hundert Wetterstationen am Land und auf See in etwa zwei Stunden an die Zentralstellen zu leiten, worauf diese die Wetterkarte zeichnen und die Prognose für die Weiterentwicklung stellen.

In Deutschland hat man z. Z. 71 über das ganze Reich verteilte Beobachtungsstationen im Binnenlande, an den Küsten und auf Feuerschiffen eingerichtet, die täglich um 02, 05, 08, 11, 14, 17 und 19 Uhr MEZ Wetterbeobachtungen machen und diese sofort, teils auf dem Drahtwege, teils drahtlos der Seewarte in Hamburg mitteilen. Diese „Obs-Telegramme“ werden der notwendigen Kürze halber nach einem fünfzifferigen Zahlencode verschlüsselt. Man benutzt dazu seit dem 1. März 1930 den 1929 auf dem Internationalen Meteorologenkongreß beschlossenen Einheitsschlüssel (den sog. Kopenhagener Schlüssel), der auf der ganzen Erde Gültigkeit erlangen soll.

Die fünf Hauptgruppen dieses Schlüssels sind:

III C_L C_M wwVhN_L DDFWN BBTT UC_Habb

In diesem Schlüssel bedeuten III die Kennziffer der Beobachtungsstation, BB Barometer in mb, C_L, C_M u. C_H die Formen der niedrigen, mittleren und der hohen Wolken, h die Wolkenhöhe, DD Wind nach Richtung und Stärke, TT die Temperatur, wwW Wetter und Witterungs-

verlauf, V die Sichtweite, N die Himmelsbedeckung usw. (s. 78). Alles weitere darüber findet man im „Nautischen Funkdienst“ und im „Schlüssel und Anweisung zur Aufstellung von Obs-Telegrammen usw.“. Diese Telegramme liegen 20 Minuten nach Anstellung der Beobachtung auf der Deutschen Seewarte vor.

In ähnlicher Weise arbeiten auch die anderen Länder. Um 07, 13 und 18 Uhr MGZ werden in vielen hundert Stationen Europas, Nordasiens, Nordamerikas und Nordafrikas Wetterbeobachtungen angestellt, die dann sofort verschlüsselt und drahtlich oder funkentelegraphisch der Zentralstelle des betreffenden Landes zugeleitet werden. Die einzelstaatlichen Zentralstellen stehen mit einer Großfunkstelle in Verbindung, von der zu international festgesetzten Zeiten die eingegangenen Einzelmeldungen zu Sammelmeldungen zusammengestellt und auf kurzen oder langen Wellen weitergegeben werden. Wie aus dem Nautischen Funkdienst zu ersehen ist, geben fast immer zwei Länder gleichzeitig. Ohne Pause reiht sich zu Terminzeiten Funkwettermeldung an Funkwettermeldung, so daß in verhältnismäßig kurzer Zeit ein umfangreiches Material vorliegt. Insgesamt werden in der Seewarte bei jedem Termin etwa 450 Meldungen aufgenommen und verarbeitet.

Die Lücken, die auf dem Atlantischen Ozean zwischen dem amerikanischen und dem europäischen Nachrichtennetz und auf dem Pazifischen Ozean zwischen dem nordamerikanischen und nordasiatischen Netz bestehen, werden durch drahtlose Schiffsbeobachtungen ausgefüllt. Siehe darüber Seeobsdienst, 77, 78.

65. Verarbeitung der Meldungen und die Wettervorhersage. Die eingegangenen Wettermeldungen der deutschen Stationen einschließlich der Seeobsbeobachtungen deutscher Schiffe und etwaiger Bordpilotmessungen werden in der Seewarte zu Sammeltelegrammen zusammengestellt (Obs-Deutschland) und im Austausch gegen die vom Ausland erhaltenen Wetterberichte mit dem Großsender Königswusterhausen um 0720, 1320 und 1820 MGZ weiter verbreitet. Um die Wetterdienststellen in Deutschland, die keine umfangreichen Empfangseinrichtungen besitzen, in die Lage zu versetzen, eigene Wetterkarten zeichnen und Wettervorhersagen herausgeben zu können, sendet die Seewarte um 0640, 0840, 1440 und 1940 MGZ auch noch eine Auswahl der aus Europa, von See und aus Amerika empfangenen Meldungen als „Sammelmeldung“.

Seewetterberichte. Die Versorgung der deutschen Küste und der in See befindlichen Schiffe mit Wetternachrichten geschieht durch die „Seewetterberichte“, die aus zwei Teilen bestehen.

Teil I

ist verschlüsselt und enthält eine Anzahl von Wettermeldungen von Küstenorten und Feuerschiffen eines begrenzten Küsten- und Seebezirks.

Seit dem 15. November 1930 ist folgender Schlüssel eingeführt:

I_n ABBVs DDFww

Darin bedeuten die Buchstaben I_n die Kennziffer der Beobachtungs-
orte:

0 = Borkumriff-Feuerschiff,	5 = Fehmarnbelt-Feuerschiff,
1 = Helgoland,	6 = Adlergrund-Feuerschiff,
2 = Elbe I-Feuerschiff,	7 = Arkona,
3 = Amrumbank-Feuerschiff,	8 = Leba,
4 = Bülk,	9 = Brüsterort.

Ferner werden im „Seewetter“ anschließend an diese deutschen Stationsmeldungen nach Einschaltung des Wortes „Ausland“ noch ausländische Stationsmeldungen mit den Kennziffern 0—4 verbreitet. Es bedeutet:

0 = Helder,	3 = Memel,
1 = Hanstholm,	4 = Wisby.
2 = Skagen,	

Die übrigen Buchstaben siehe im Kopenhagener Schlüssel.

Der „Seewetter“-Bericht für die Nordsee enthält die Wettermeldungen der deutschen Stationen 0, 1, 2, 3 und der ausländischen Stationen 0, 1 („Seewetter Norddeich“).

Der „Seewetter“-Bericht für die westliche Ostsee enthält die Wettermeldungen der deutschen Stationen 4, 5, 6, 7 und der ausländischen Stationen 2, 3, 4 („Seewetter Kiel“).

Der „Seewetter“-Bericht für die mittlere Ostsee enthält die Wettermeldungen der deutschen Stationen 5, 6, 7, 8 und der ausländischen Stationen 2, 3, 4 („Seewetter Swinemünde“).

Der „Seewetter“-Bericht für die östliche Ostsee enthält die Wettermeldungen der deutschen Stationen 7, 8, 9 und der ausländischen Stationen 3, 4 („Seewetter Pillau“).

Die Zusammenstellung der Einzelmeldungen zum „Seewetter“ der Nordsee und der westlichen Ostsee erfolgt durch die Deutsche Seewarte in Hamburg; zum „Seewetter“ der mittleren Ostsee durch die Öffentliche Wetterdienststelle Stettin im Auftrage der Deutschen Seewarte und zum „Seewetter“ der östlichen Ostsee durch die Öffentliche Wetterdienststelle Königsberg im Auftrage der Deutschen Seewarte.

Teil II

enthält in offenem Texte eine kurze Wetterübersicht mit Angabe der Wetteraussichten für die nächsten 24 Stunden, und zwar

„Seewetter-Norddeich“ für das Seegebiet vor der ostfriesischen und nordfriesischen Küste (Seebereich Ostfriesland — zwischen Borkumriff-Feuerschiff bis einschließlich der Elbe-

Mündung und Helgoland — und Seebereich Nordfriesland — nördlich der Elbe-Mündung bis Ellenbogen [Sylt]);

„Seewetter-Kiel“ für den Seebereich der westlichen Ostsee von Flensburg bis einschließlich Warnemünde (Seebereich Fehmarn);

„Seewetter-Swinemünde“ für den Seebereich der mittleren Ostsee von Warnemünde bis einschließlich Leba (Seebereich Stettin);

„Seewetter-Pillau“ für den Seebereich der östlichen Ostsee von der Danziger Bucht bis Memel (Seebereich Königsberg).

Diese „Seewetterberichte“ ersetzen das frühere „Hafentelegramm“ und das „Funkwetter“. Sie werden sowohl drahtlich als auch funkentelegraphisch über die Küstenfunkstellen Norddeich, Kiel, Swinemünde und Pillau für die Schifffahrt verbreitet. Im Anschluß an das „Seewetter“ werden vorliegende Sturmwarnungen wiederholt, auch wenn sie schon vorher, gleich nach Empfang, ausgesandt wurden.

Außerdem werden mittags und abends Wettervorhersagen für die Nord- und Ostsee (gegebenenfalls auch Sturmwarnungen) funkfernmündlich über die Rundfunksender der Norag übermittelt. Ferner werden vormittags und abends ausführliche Wetterberichte für die Nordsee, Island und zeitweise auch für die Ostsee durch den Hochseerundfunk für die Hochseefischerei verbreitet.

Das gesamte von der Deutschen Seewarte aufgefangene Beobachtungsmaterial findet seine umfangreichste und gründlichste Bearbeitung im „Täglichen Wetterbericht“, der von der Deutschen Seewarte herausgegeben wird. Dieser enthält, den ganzen europäischen Nachrichtenbezirk umfassende, synoptische Wetterkarten für 14 und 19 Uhr vom Tage vorher, von 8 Uhr für den jeweiligen Tag und eine Karte über Luftdruck, Temperatur, Wind und Himmelszustand der nördlichen Halbkugel für 2 Uhr. Außerdem enthält er zwei kleine Karten über Luftdruckänderung, Temperatur und Niederschlagsgebiete. Die Vorder- und Rückseite und eine Beilage geben das eingegangene deutsche Beobachtungsmaterial und einen großen Teil der ausländischen Meldungen wieder. Dazu findet man eine eingehende Besprechung der Wetterlage.

Da dieser ausführliche Bericht nicht vor 15 Uhr zum Versand kommen kann, so gibt die Seewarte für die Schifffahrt vormittags noch eine Wetterkarte des Nordatlantischen Ozeans nebst Wetterbericht und nachmittags eine Wetterkarte der Nord- und Ostsee für 14 Uhr MEZ des laufenden Tages heraus. Beide Karten stellen eine Ergänzung des „Seewetterberichtes“ dar. Sie können durch die Seewarte und ihre Zweigstellen bezogen werden. Genaue Angaben über den Funkwetterdienst aller Länder in bezug auf die Schifffahrt sind im „Nautischen Funkdienst“ der Marineleitung und im „Funkwetter“ der Deutschen

Seewarte enthalten. Die Seewarte erteilt ferner täglich von 8—22 Uhr fernmündlich auf Anruf Auskunft über das auf See (Nordsee, Ostsee, Flußmündungen, Ärmelkanal usw.) zu erwartende Wetter.

66. Sturmwarnungsdienst. Zum Nutzen der Schifffahrt, insbesondere der Fischerei, sind an einer großen Anzahl von Ortschaften, Leuchttürmen und Feuerschiffen der deutschen Ost- und Nordseeküste Sturmwarnungsstellen eingerichtet, die beim Herannahen von Stürmen oder stürmischen Winden von der Deutschen Seewarte telegraphisch unterrichtet werden. Die Telegramme werden dort öffentlich angeschlagen. Außerdem folgende Sturmsignale gesetzt:


















Tagssignal:	Nachtsignal:	Zusatzsignal zu den Kegelsignalen, um die mutmaßliche Drehung des Windes anzuzeigen:
Sturm aus NW 	 rote Laterne,  rote Laterne.	 Eine rote Flagge: Rechtsdrehend oder Ausschließen (N—O—S—W).
Sturm aus SW 	 weiße Laterne,  weiße Laterne.	 Zwei rote Flaggen: Zurückdrehend oder Krimpen (N—W—S—O).
Sturm aus NO 	 rote Laterne,  weiße Laterne.	
Sturm aus SO 	 weiße Laterne,  rote Laterne.	
Sturm wahrscheinlich, Richtung nicht angebar. 	 rote Laterne.	Windwarnungssignal für Stärke 6—7.  Signalball als Tagessignal, Nachts rote Laterne.

Abb. 49. Sturmwarnungssignale der Deutschen Seewarte.

Die hier angegebenen „erweiterten“ Nachtsturmsignale werden nur von Sturmwarnungsstellen der größeren Hafenplätze sowie einzelnen Feuerschiffen und der Insel Helgoland gezeigt. Alle anderen Sturmwarnungsstellen setzen nachts als Sturmwarnung nur eine rote Laterne.

Scheinwerfersignale. Von mehreren Sturmwarnungsstellen werden Nachtsturmsignale mit Scheinwerfern gegeben.

Die Signale werden mit dem Scheinwerfer, der mit etwa 35° Erhöhung gegen den Himmel gerichtet ist, wiederholt mit Pausen nach verschiedenen Richtungen gegeben. Ein kurzer Schein von etwa 3 Sekunden Dauer entspricht der Spitze des Kegels, ein langer Schein von etwa 9 Sekunden Dauer der Grundfläche des Kegels, und Kreise allein, abwechselnd rechts und links herum, dem Ball der Tagsturmsignale.

Vor dem Nachtsignal werden als Anruf und zum Zeichen, daß das folgende Signal eine Sturmwarnung ist, Kreise mit dem nach dem Himmel gerichteten Scheinwerfer beschrieben. Bei rechtsdrehenden Winden

















Tag:  Sturm aus Nordwest.	Nacht: 	Tag:  	Nacht:  
Tag:  Sturm aus Südwest.	Nacht: 	Tag:  	Nacht:  
Tag:  Sturm wahrscheinlich.		Nacht: 	
Windwarnungssignal (Stärke 6—7).			
Tag:  Signalball.	Nacht: 	Kreise allein, abwechselnd rechts, und links herum.	

Abb. 50. Sturmwarnungssignale mit dem Scheinwerfer.

werden als Anruf Kreise rechts herum, bei linksdrehenden Winden Kreise links herum und bei Signalen ohne Angabe der Drehung des Windes Kreise abwechselnd rechts und links herum beschrieben. Nach dem Anruf folgt das Sturmsignal und danach als Schlußzeichen wieder das Anrufsignal.

Die Signale werden nach Eintritt der Dunkelheit alle 2 Stunden $\frac{1}{2}$ Stunde lang, und zwar zu Beginn der Stunden mit geraden Zahlen abgegeben, z. B. um 20 Uhr bis 20,30 Uhr MEZ.

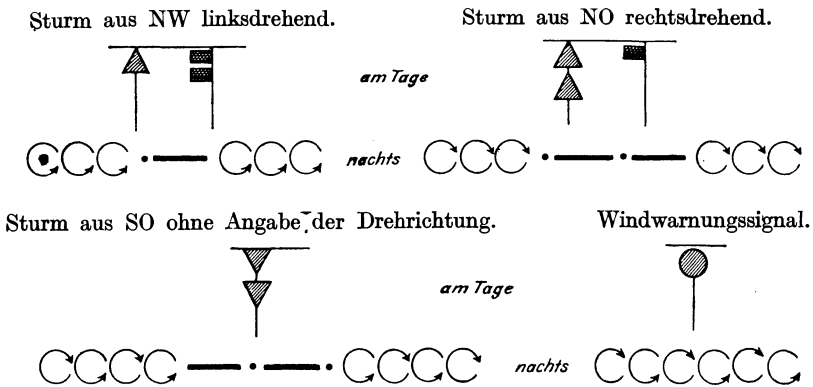


Abb. 51. Beispiele für Sturmwarnungssignale.

Die deutschen Fischereischutzfahrzeuge zeigen als Sturmwarnung bei Tage einen langen blauen Wimpel an der Rahe; nachts Kreise links und rechts herum mit Scheinwerfer, 35° gegen den Himmel gerichtet. Die Morsezeichen der Landstationen werden von ihnen nicht gegeben. Auch die Drehrichtung des Windes zeigen sie nicht an.

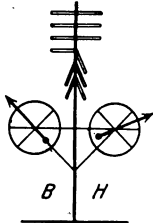
Außer diesen optischen Sturmwarnungen werden durch die Funkstationen Pillau, Swinemünde, Kiel und Norddeich funkentelegraphische Sturmwarnungen herausgegeben, die sofort nach dem Eintreffen von der Seewarte dreimal hintereinander ausgesandt und im Anschluß an die nächsten Seewetterberichte wiederholt werden.

Über den Sturmwarnungsdienst außerdeutscher Länder sind Angaben in den entsprechenden Segelhandbüchern und Leuchtfeuerverzeichnissen sowie im Nautischen Funkdienst zu finden.

67. Windsemaphore. An einigen bevorzugten Stellen der deutschen Nord- und Ostseeküste, wie in der Wesermündung beim Hoheweg-Leuchtturm, in der Elbémündung bei Cuxhaven, in Memel, Pillau, Schiewenhorst und Hela sind Windsemaphorstellen errichtet, bei denen die Windrichtung und Windstärke zweier benachbarter Beobachtungsstellen, die am Semaphor durch ihre Anfangsbuchstaben bezeichnet sind, angegeben werden. So werden am Hoheweg die letzten Beobachtungen von Borkum (B) und Helgoland (H) angezeigt.

Der Windrichtungszeiger wird so eingestellt, daß in der Ostsee das von See kommende Schiff, in der Nordsee das stromabwärtsfahrende und von Süden kommende Schiff, Ost rechts und West links erblickt. Die Windrichtung wird von zwei zu zwei Kompaßstrichen angegeben und zwar bedeutet ein Arm die Windstärke 2, zwei Arme die Windstärke 4 u. s. f.

In der Ostsee sind auf jeder Seite nur vier Arme vorhanden, so daß das Signal „vier Arme waagrecht“ Windstärke 8 und mehr bedeutet.



Beispiel: Windsemaphor am Hoheweg-Leuchtturm:

Borkum NW Stärke 8.

Helgoland ONO Stärke 6.

Abb. 52.

Um Windstille zu signalisieren, wird bei gesenkten Windstärkearmen der Windrichtungsanzeiger auf Süd gestellt.

Als besonderes Signal werden eine halbe Stunde vor jeder Beobachtungszeit der Windmeldestellen am Mittag und Abend und mit Eintritt der Dunkelheit auf jeder Seite der oberste Windstärkearm unter 45° nach oben gerichtet eingestellt, die übrigen Arme und der Richtungs-

anzeiger aber gesenkt. Auf diese Weise soll der Verwechslung der Beobachtungen von verschiedenen Zeiten des Tages vorgebeugt werden. Bei Störungen wird dasselbe Signal gesetzt.

68. Der Eisdienst. a) Nord- und Ostseegebiet. Das Bestreben, die Schifffahrt in diesen Gebieten beim Auftreten von Eis möglichst lange aufrechterhalten und nach Eintreten der Schmelze baldmöglichst wieder aufnehmen zu können, hat die Einrichtung eines fein verzweigten Eis-Nachrichtendienstes zur Folge gehabt, dessen Organisation dem des Wetterdienstes ähnlich ist.

An einer Anzahl von Eisbeobachtungsstellen der beteiligten Seestaaten werden täglich die Art des Eises und der Grad der Behinderung der Schifffahrt festgestellt und drahtlich an die betreffende Sammelstelle des Landes gemeldet. Die eingegangenen Meldungen werden verschlüsselt zu bestimmten, im „Nautischen Funkdienst“ festgelegten Zeiten von den Sammelstellen über Großfunkstellen, in Deutschland über Norddeich und Swinemünde, ausgesandt, so daß die Schiffe auf See und auch die übrigen Sammelstellen sich durch Aufnahme dieser Eistelegramme über die Eisverhältnisse im Gebiete der Nord- und Ostsee unterrichten können.

Die Deutsche Seewarte nimmt täglich alle Meldungen auf und stellt sie zu gedruckten Eisberichten zusammen. Diese können in den Agenturen der Seewarte und in vielen Hafen- und Lotsenämtern eingesehen werden. Man kann auf sie abonnieren.

Sobald die Eisverhältnisse es notwendig erscheinen lassen, gibt die Seewarte außerdem täglich eine Übersichtskarte des gesamten Ostseebereiches heraus, die die Verteilung und Art des Eises übersichtlich darstellt.

Der Rundfunk (Sender der Norag und Königsberg) sendet täglich mehrmals zu bestimmten Zeiten in deutscher und englischer Sprache eine amtliche Gesamtübersicht über die Eisverhältnisse in den deutschen Küstengewässern einschließlich Memel und Danzig und gegebenenfalls Meldungen aus offener See.

Dieser zum Nutzen der Schifffahrt eingerichtete Eismeldungsdienst kann von den Nautikern wirksam unterstützt und gefördert werden durch Abgabe funkentelegraphischer Eismeldungen, die nach folgendem Schlüssel aufzusetzen und über die Küstenstationen Pillau, Danzig und Swinemünde kostenlos an die Seewarte zu senden sind.

Eisschlüssel: Schiffsname OV₆φφφ λλλZZ JKDD FFdd kkn
Die Bedeutung der einzelnen Buchstaben ist aus dem „Nautischen Funkdienst“ und dem „Funkwetter“ zu ersehen.

Die Funkmeldungen von Schiffen auf See und die eingelaufenen schriftlichen Beobachtungen der Nautiker werden am Schlusse der verschiedenen Eismeldungen veröffentlicht.

Die Flaggensignale, die zur Verständigung in Eisangelegenheiten zwischen den für den Eisdienst angesetzten Flugzeugen und Schiffen und zwischen Schiffen ohne Funkentelegraphie untereinander notwendig sind, sind in einer besonderen Signalanweisung niedergelegt, die alljährlich als Anlage zu den Nachrichten für Seefahrer veröffentlicht wird.

Da die Mehrzahl der in der Ostsee fahrenden Schiffe keine drahtlose Telegraphie hat und auf optische Signale angewiesen ist, die Signale des internationalen Signalbuches sich aber für einen raschen Austausch von Eismeldungen nicht eignen, so hat die Seewarte auch noch ein Signalsystem optischer Eissignale für Schiffe auf See ohne Funkentelegraphie aufgestellt. Die Signale werden bei Tage mit einem schwarzen Ball, rotem Wimpel und roter Flagge gegeben, nachts mit der Morselampe. Um den Ort der Eisbeobachtung rasch angeben zu können, hat die Seewarte eine Quadratkarte der Ostsee herausgegeben, in der jedes Quadrat von 20' Breite und 30' Länge durch zwei Buchstaben gekennzeichnet wird. Näheres darüber ist aus dem Nautischen Funkdienst zu ersehen.

b) An der Nordost-Küste von Nordamerika. Zur Sicherung der Schifffahrt im St. Lorengolf und auf den Neufundlandbänken sind dort ein kanadisches und zwei amerikanische Eismeldeschniffe während der Frühjahr- und Sommermonate ausgelegt, deren Kosten international getragen werden. Schiffe, die sich in den eisgefährdeten Gebieten befinden, sollen nach den im „Nautischen Funkdienst“ wiedergegebenen Regeln an die Eismeldeschniffe mehrmals täglich ihre Position, die Wetter-, Strömungs- und Eisverhältnisse funken. Die Meldeschniffe verfolgen die Kurse der durch die Eisgebiete laufenden Schiffe und geben nötigenfalls besondere funkentelegraphische Warnungen an diese Schiffe ab.

Zu bestimmten Zeiten senden die Eismeldeschniffe an die zunächst liegende Küstenstation die eingegangenen Eismeldungen gesammelt ab. Die Zentralinstitute der Vereinigten Staaten und Kanadas verarbeiten diese darauf zu Eisberichten und Eiskarten und veröffentlichen Übersichten funkentelegraphisch über einige Großsender. (Näheres siehe „Nautischer Funkdienst“.)

Die Schiffsführung muß sich darüber klar sein, daß jede Eismeldung streng genommen nur für den Zeitpunkt gilt, zu dem sie angestellt wurde. Neben der Aufnahme der Eismeldungen muß sie also alle meteorologischen Vorgänge, wie Wind und Strömungen, die eine schnelle und starke Veränderung der Eisverhältnisse bewirken können, beständig aufmerksam verfolgen.

XIII. Meteorologischer Beobachtungsdienst an Bord.

A. Beobachtungen, Instrumente, Beschickungen.

69. Messungen und Augenbeobachtungen. Die an Bord anzustellenden meteorologischen Beobachtungen bestehen einerseits aus Augenbeobachtungen über die Art, die Höhe, die Zugrichtung und Geschwindigkeit der Wolken, den Grad der Himmelsbedeckung, die Sichtweite, die Himmelsfarbe, besondere optische Erscheinungen, wie Sonnenringe u. dgl., andererseits aus Messungen der Luft- und der Wassertemperatur, des Luftdruckes, der Luftfeuchtigkeit und des Windes. Die zu diesen Messungen dienenden Instrumente können hier in ihren Grundzügen als bekannt vorausgesetzt werden, so daß eine kurze zusammenfassende Beschreibung genügt. Größtes Gewicht ist auf die richtige Unterbringung, Behandlung und Ablesung dieser Instrumente sowie die nötigenfalls an ihre Angaben anzubringenden Berichtigungen zu legen.

70. Bestimmung der Luft- und der Wassertemperatur. Die zuverlässige Bestimmung der Lufttemperatur erfordert große Sorgfalt. Wenn ein Thermometer die wahre Lufttemperatur anzeigen soll, so muß es vor allem gegen die direkte Sonnenstrahlung, aber auch gegen Strahlen, die vom Deck oder von Segeln reflektiert werden, sowie gegen die Strahlung benachbarter Wände geschützt sein. Außerdem muß es mit möglichst viel Luft in Berührung kommen, also im Luftzuge aufgehängt sein, jedoch derart, daß das Instrument nicht durch Spritzwasser, Regen oder sonstwie feucht werden kann, weil ihm sonst durch die Verdunstung der Feuchtigkeit ständig Wärme entzogen wird. Um diesen Forderungen zu genügen, hängt man das Thermometer am besten in einen Kasten mit Jalousiewänden auf, der mindestens 1 m über Deck angebracht sein soll.

Am schwierigsten ist die Lufttemperatur zu bestimmen, wenn infolge mitlaufenden Windes an Bord nahezu Windstille herrscht, so daß nicht genügend Luft durch den Thermometerkasten streicht. In solchen Fällen gelingt eine einwandfreie Temperaturbestimmung nur mit Hilfe des Assmannschen Aspirations-Thermometers. Bei diesem wird durch eine Turbine ein kräftiger Luftstrom am Thermometer vorbeigesaugt. Dieses selbst ist durch zwei hochglanzpolierte Metallhüllen vor Strahlung geschützt (s. 73). Bei der Ablesung sind zunächst die Zehntelgrade zu schätzen, bevor das Thermometer etwa durch die Körperwärme des Ablesenden zu steigen beginnt, dann erst wird die sorgfältig abgelesene Gradzahl zugefügt.

Bei der Messung der Wassertemperatur ist das Wasser vorn aufzuschlagen, wo seine Temperatur sicher nicht durch Kondenswasser

oder dergleichen gefälscht ist. Die Ablesung hat im Schatten zu geschehen, während das Thermometer im Wasser steckt. Wenn der Offizier die Messung nicht selbst ausführt, so möge er doch für genaue Anweisung und gelegentliche Kontrolle sorgen.

Verschiedene Arten der Thermometer. Zur Messung der Temperatur werden in der Regel Quecksilberthermometer, seltener Weingeistthermometer gebraucht. Extremthermometer verschiedener Bauart (Six-Thermometer, Rutherford-Thermometer) dienen zur Bestimmung der höchsten und der tiefsten Werte, welche die Lufttemperatur z. B. während eines Tages angenommen hat.

Thermographen schreiben die Temperatur selbsttätig auf einen Papierstreifen auf, der gewöhnlich um eine Trommel gelegt ist, die von einem Uhrwerk gedreht wird. In diesen Thermographen benutzt man meistens Bimetallthermometer. Diese bestehen aus zwei gekrümmten aneinander gelöteten Streifen von Metallen mit verschiedenem Ausdehnungskoeffizienten. Eine Änderung der Temperatur bewirkt eine Änderung der Krümmung der Streifen, die durch eine Hebelübersetzung sichtbar gemacht wird. Andere Thermographen enthalten eine gekrümmte Röhre aus dünnem Metallblech, die unter Druck mit Alkohol gefüllt ist. Bei steigender Temperatur steigt auch der Innendruck und streckt die Röhre, sinkende Temperatur läßt den Druck abnehmen und die Röhre sich wieder krümmen.

71. Bestimmung des Luftdruckes, das Quecksilberbarometer. Zur genauen Messung des Luftdruckes dienen Quecksilberbarometer. Das an Bord gebrauchte Marinebarometer ist ein Gefäßbarometer, das kardanisch aufgehängt ist. Die Röhre ist in ihrer Mitte stark verengt, damit das Quecksilber bei den Bewegungen des Schiffes nicht pumpt. Mit dieser notwendigen Einrichtung ist der Nachteil der Trägheit verbunden, d. h. das Barometer folgt schnellen Luftdruckänderungen nur langsam; schnell vorübergehende Schwankungen werden oft gar nicht angezeigt. Außerdem enthält die Röhre eine Luftfalle, die verhindern soll, daß Luftteilchen, die sich bei längerem Gebrauch zwischen Glas

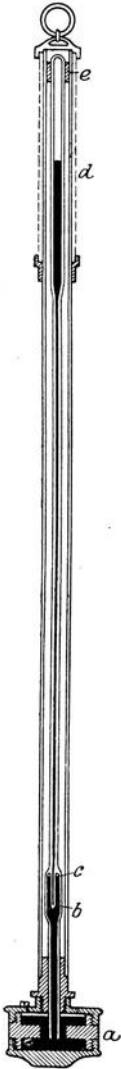


Abb. 53. Marinebarometer.



Abb. 54. Luftfalle.

und Quecksilber vorwärts schieben könnten, in den oberen luftleeren Raum über dem Quecksilber gelangen.

Bei der Barometerablesung ist auf folgendes zu achten: Das Barometer muß senkrecht hängen, sonst wird der Stand zu hoch abgelesen.

Das Marine-Barometer darf wegen seiner Trägheit auch längere Zeit vorher nicht aus der senkrechten Stellung gekommen sein.

Es ist genau auf die höchste Kuppe der Quecksilbersäule einzustellen. Dabei ist eine Parallaxe zu vermeiden, indem man Vorderkante und Hinterkante des Ableseschiebers in Drehung bringt und darauf auf die Kuppe einstellt.

An die Ablesung des Quecksilberbarometers sind für Seeobsmeldungen an die Seewarte folgende Berichtigungen anzubringen:

1. Die Instrumentverbesserung nach dem Prüfungsschein.
2. Die Temperaturverbesserung nach Tafel I.

Da sich das Quecksilber bei steigender Temperatur ausdehnt, also spezifisch leichter wird, so nimmt dieselbe Quecksilbermasse bei höherer Temperatur eine größere Höhe im Glasrohr an. Man beschickt auf das spezifische Gewicht, das das Quecksilber bei 0° C hat. Für Temperaturen über 0° ist daher die Beschickung zu subtrahieren, für solche unter 0° ist sie zu addieren.

3. Die Beschickung auf den Meeresspiegel nach Tafel II.

Der Barometerstand nimmt mit der Höhe über dem Meeresspiegel ab, weil die Höhe der drückenden Luftsäule abnimmt. Die Abnahme beträgt in der Nähe der Erdoberfläche etwa 1 mm für 10 m Erhebung. Bei tiefen Temperaturen ist sie etwas größer, bei höheren Temperaturen etwas geringer (vgl. Tafel II). Als Höhe über dem Meeresspiegel gilt die des Gefäßes.

4. Die Schwereberichtigung nach Tafel III.

Da die Schwerkraft an den Polen der Erde größer ist als am Äquator, so würde ein Quecksilberbarometer bei gleichem Luftdruck am Pol einen niedrigeren Stand haben, als am Äquator. Man beschickt auf den Wert der Schwerkraft auf 45° Breite. Für höhere Breiten ist die Beschickung zu addieren, für niedrigere ist sie zu subtrahieren.

Beispiel für die Verbesserung der Ablesung des Quecksilberbarometers:

Ablesung 752,3 mm (Therm. am Barometer = +20°, Höhe des Gefäßes über dem Meeresspiegel = 17,5 m, Temp. der Außenluft = +15°, geogr. Breite = 57,0°).

Ablesung	752,3 mm	
Instr. Verb. nach d. Prüfungsschein	+1,1	} +1,1 mm
Temp. Verb. nach Taf. I	-2,4	
Besch. a. d. Meeresspiegel nach Taf. II	+1,6	
Breitenbeschickung nach Taf. III	+0,8	
Berichtigter Stand	753,4 mm	

72. Das Aneroidbarometer und der Barograph. Diese sind zur genauen Messung des Luftdruckes weniger geeignet, wohl aber zeigen sie Schwankungen des Luftdruckes schneller an, als die künstlich durch Röhrenverengung unempfindlich gemachten Marine-Barometer. Auch sind sie handiger und bequemer abzulesen.

Die meisten Aneroidbarometer enthalten eine aus dünnem Wellblech hergestellte und ausgepumpte Metallkapsel. Deren Deckel wird durch eine starke Stahlfeder hochgezogen. Bei Erhöhung des Luftdruckes

wird die Kapsel mehr zusammengedrückt, bei Erniedrigung zieht die Feder den Deckel etwas mehr in die Höhe.

Aneroidbarometer hinken in der Regel den Luftdruckänderungen etwas nach, was durch leichte Erschütterung des Instrumentes verringert werden kann. Bessere Instrumente werden künstlich „gealtert“, indem sie in einem luftdichten Behälter mehrere hundertmal abwechselnder Verdichtung und Verdünnung der Luft ausgesetzt werden. Dadurch wird der „tote Gang“ oder das „Nachhinken“ sehr verringert. Da die Feder mit steigender Temperatur biegsamer wird, so bedürfen die Ablesungen des Aneroidbarometers eine für jedes Instrument gesondert zu bestimmende Temperaturberichtigung. Wegen Veränderung der Feder mit der Zeit ist auch ein häufigeres Nachprüfen der Standberichtigungstafel durch Vergleich mit einem Quecksilberbarometer längs der ganzen Skala erforderlich.

An die Ablesungen von Aneroidbarometern sind folgende Berichtigungen anzubringen:

1. Die Instrument- oder Standverbesserung nach dem Prüfungsschein.

2. Die Temperaturverbesserung, nicht nach Tafel I, sondern nach einer für das betreffende Instrument besonders aufgestellten Temperaturberichtigungstafel.

3. Die Berichtigung auf den Meeresspiegel nach Tafel II, wie beim Quecksilberbarometer.

Beispiel für die Verbesserung der Ablesung eines Aneroidbarometers:

Ablesung 768,5 mm (Höhe über dem Meeresspiegel = 7 m, Temperatur der Außenluft = 23,5°.)

Ablesung	768,5 mm
Instr. Verb. nach dem Prüfungsschein	—2,9
Temp. Verb. nach dem Temperatur-Prüfungsschein	+0,5
Besch. a. d. Meeresspiegel nach Taf. II	+0,6
Berichtigter Stand	<u>766,7 mm</u>

Barograph. Der Barograph oder Luftdruckschreiber enthält statt einer Aneroidkapsel deren mehrere übereinander. Die dem Luftdruck das Gleichgewicht haltenden Federn sind in das Innere der Kapseln verlegt. Durch einen Schreibhebel werden die Luftdruckänderungen auf einen Papierstreifen übertragen, der in der Woche einmal an der Feder vorbeigezogen wird. Der Barograph kann wertvollen Anhalt zur Beurteilung der Wetterlage geben. Einerseits zeigt die geschriebene Kurve eindringlich das Steigen und Fallen des Luftdruckes, andererseits läßt sie auch insofern oft Schlüsse auf das kommende Wetter zu, als eine ruhige glatte Kurve gutes Wetter, eine unruhige zackige Kurve schlechtes Wetter erwarten läßt.

Alle Barometer sind an Stellen unterzubringen, wo sie möglichst geringen Temperaturschwankungen ausgesetzt sind.

73. Messung der Luftfeuchtigkeit. Die in 5 erwähnte Bestimmung der absoluten Feuchtigkeit ist Sache der wissenschaftlichen meteorologischen Institute. An Bord handelt es sich stets um die Messung der relativen Feuchtigkeit.

Hygrometer. Einfachste Instrumente zur Messung der relativen Feuchtigkeit sind die Haarhygrometer. Sie benutzen die Fähigkeit entfetteten menschlichen Haares, Wasserdampf aus der Luft aufzunehmen und sich dabei zu verlängern. Die Längenänderung des ausgespannten Haares oder eines Haarbündels überträgt sich auf einen Hebel mit Zeiger, der über einer nach Prozenten relativer Feuchtigkeit geteilten Skala spielt. Die Angaben eines Haarhygrometers bedürfen öfterer Nachprüfung. In ganz dichtem Nebel muß der Zeiger auf 97—99% relativer Feuchtigkeit zeigen.

Psychrometer. An Bord wird die relative Feuchtigkeit in der Regel durch das Psychrometer von August bestimmt. Dieses besteht aus zwei genau übereinstimmenden Thermometern, von denen die Kugel des einen einen feinen Überzug aus Musselin hat, der mit reinem Wasser feucht erhalten wird. Während das trockene Thermometer die Lufttemperatur anzeigt, wird dem feuchten durch die Verdunstung Wärme entzogen, so daß es weniger anzeigt als das trockene. Der Unterschied in den Angaben der beiden Thermometer wird konstant, sobald dem feuchten Thermometer aus der umgebenden Luft ebensoviel Wärme zugeführt wird, wie es durch Verdunstung verliert. Je trockener die Luft ist, um so stärker ist die Verdunstung und um so größer ist die „psychrometrische Differenz“, d. h. der Temperaturunterschied der beiden Thermometer. Diese müssen sorgfältig vor Strahlung geschützt sein. Man kann dann aus einer Psychrometertafel die absolute Feuchtigkeit a , die relative r sowie den Taupunkt T entnehmen (siehe Tafel VIII des Anhanges).

Das Aspirations-Psychrometer von Assmann gibt die genauesten Werte der relativen Feuchtigkeit. Zugleich liefert es auch die zuverlässigsten Werte der wahren Lufttemperatur, besonders in wind-schwachen Gegenden. Die Kugeln eines trockenen und eines feuchten Thermometers sind je von einem hochglanzpolierten Rohr umgeben. Durch diese Rohre, die sich oberhalb der Kugeln vereinigen, wird mittels einer oberhalb der Thermometer angebrachten kleinen Turbine ein kräftiger Luftstrom gesogen. Die blanken Flächen der Rohre werfen die meisten auf sie treffenden Wärmestrahlen zurück. Sollten sie sich trotzdem etwas erwärmen, so stellt ein kleiner, in ihnen befindlicher blanker Metallzylinder einen weiteren Strahlungsschutz für die Thermometerkugeln dar. An Bord beobachtet man an einer möglichst freien Stelle, indem man das Instrument von sich fort dem Wind entgegenhält. Die Befeuchtung muß mit destilliertem oder reinem Regenwasser ge-

schehen. Nachdem das Uhrwerk aufgezogen und dadurch die Turbine in Gang gesetzt ist, wird das Instrument 3—5 Minuten in der bezeichneten Weise gehalten. Dann werden die Thermometer sorgfältig abgelesen.

74. Messung des Windes. Die Windrichtung, d. h. die Richtung, aus der der Wind kommt, wird durch eine Windfahne, seine Stärke meistens durch das bekannte Schalenkreuz-Anemometer festgestellt. Um zuverlässige Werte der Windrichtung und Stärke zu erhalten, muß man diese Geräte in Luftschichten aufstellen, in denen der Wind möglichst wenig durch Reibung am Boden verzögert und nicht durch Gebäude, an Bord durch Aufbauten und dergleichen gestört ist.

Auf See wird die Windrichtung und Stärke durch die Fahrt des Schiffes gefälscht, um so mehr, je größer die Fahrt des Schiffes ist. Aus diesem Grunde hat man an Bord zu unterscheiden zwischen dem „gefühlten Wind“ und dem „wahren Wind“, d. h. dem Wind, wie er an Bord des stillliegenden Schiffes beobachtet werden würde. Der gefühlte Wind muß an einer durch Decksaufbauten, Aufwind von der Schiffsseite oder vom Frontschott des Brückenaufbaues möglichst wenig gestörten Stelle beobachtet werden. Seine Richtung wird auf einem Dampfer am besten nach der Richtung der Rauchfahne bestimmt, indem man sich zur Vermeidung perspektivischer Täuschung in die Nähe des Schornsteins stellt. Der Winkel zwischen Wind- und Längsschiffsrichtung wird nach Strichen geschätzt.

Für die Bestimmung der Stärke des gefühlten Windes fehlen heute an Bord in der Regel noch jegliche Geräte, so daß man ganz auf Schätzung angewiesen ist.

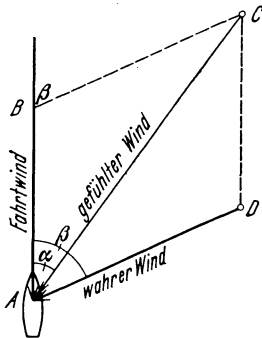


Abb. 55. Winddreieck.

Der gefühlte Wind ist die Resultante aus dem wahren Wind und dem „Fahrwind“, der von vorn kommt mit einer der Fahrt des Schiffes entsprechenden Geschwindigkeit. Der gefühlte Wind ist daher immer vorlicher als der wahre: der Wind schralt, sobald ein Schiff in Fahrt kommt.

Abb. 55 stellt das „Winddreieck“ dar, Winkel α ist die Seitenpeilung des gefühlten, β die des wahren Windes. Man findet β am einfachsten, indem man vom Punkte C der Abb. 55 die Fahrt nach achtern anträgt.

Dadurch erhält man den Punkt D , der durch $\sphericalangle BAD = \beta$ die Seitenpeilung und durch die Länge von AD die Stärke des wahren Windes bestimmt.

Zur schnellen Bestimmung kann man sich des in Tafel IX des Anhangs oder im Schlüssel für Seeobs-Telegramme gegebenen Diagramms be-

dienen¹. Man sucht in ihm den Endpunkt (*C*) der Strecke, die den gefühlten Wind darstellt, auf, nimmt die Fahrt des Schiffes nach der im Diagramm gegebenen Skala in den Zirkel und setzt sie entgegengesetzt der Fahrtrichtung (also nach achtern) ab. So erhält man den Punkt *D* der Abb. 55.

Bringt man die Seitenpeilung β des wahren Windes an den rechtweisenden Kurs des Schiffes an, bei Wind von St. B. rechts herum, bei Wind von B. B. links herum, so erhält man die rechtweisende Windrichtung.

Diese sowie die Stärke des wahren Windes kann man auch finden, indem man an den gefühlten Wind die entgegengesetzte Fahrt koppelt (s. Abb. 55)².

Beispiel 1. Ein Schiff steuert WSW mit 15 kn Fahrt. Der gefühlte Wind kommt 2 str a. St. B. mit Stärke 6 ein.

Lösung durch Koppeln: Da 6 B \sim 22 sm/st entspricht, so hat man:		
gefühlter Wind: W 22 sm/st	—	22,0 W
entg. Fahrt: N 6 O 15 kn	5,7 N	13,9 O
wahrer Wind: N 5 W, 10 sm/st = 3 B	5,7 N	8,1 W

Lösung nach Tafel IX. Indem man die Fahrt (15 kn) vom Punkte: $\alpha = 2$ str, Stärke 6 nach unten absetzt, findet man $\beta = 5$ str, Stärke 3. Also ist der wahre Wind = S(6 + 5) W = N 5 W, 3 B.

Beispiel 2. Ein Schiff steuert ONO mit 20 kn. Der gefühlte Wind kommt 4 str von B. B. mit Stärke 9.

Lösung durch Koppeln: Da 9 B \sim 39 sm/st entspricht, so hat man:		
gefühlter Wind: N 2 O 39 sm/st	36,0 N	14,9 O
entg. Fahrt: S 6 W 20 kn	7,7 S	18,5 W
wahrer Wind: N z W 29 sm/st = 7 B	28,3 N	3,6 W

Lösung nach Tafel IX. Indem man (bei umgekehrt gehaltenem Diagramm) wie oben verfährt, erhält man $\beta = 7$ str, Stärke 7. Also ist der wahre Wind N(6—7) O = N 1 W, 7 B.

Da die Schätzung der Stärke des gefühlten Windes recht unsicher ist, so sucht man an Bord in der Regel die wahre Windrichtung unmittelbar an der Richtung, aus der Wellen und Windstreifen kommen, zu erkennen. Für die Stärke des wahren Windes gibt die Beschaffenheit der Meeresoberfläche einen einigermaßen sicheren Anhalt (s. Taf. VII).

75. Messung des Höhenwindes durch Pilotballone. An Bord einer Reihe von Schiffen werden Höhenwindmessungen durch Pilotballone angestellt, weshalb der Grundgedanke dieser Messung hier dargelegt werden soll.

¹ Man kann die Seitenpeilung und Stärke des wahren Windes auch aus der Tabelle VII des Schlüssels für Seeobs-Telegramme entnehmen.

² In allen Regeln, wie sie hier ausgesprochen sind, ist der gefühlte wie der wahre Wind wie üblich nach der Richtung benannt, aus der er kommt. Das Rechnen mit „Windwegen“ d. h. den eigentlichen Geschwindigkeitspfeilen führt zu Umständlichkeit.

Pilotballone sind kleinere mit Wasserstoff gefüllte Gummiballone, die zur Bestimmung der Windrichtung in den verschiedenen Höhen der Lufthülle an vielen Landstationen und auch häufig an Bord von Schiffen täglich aufgelassen werden. Da der Ballon beim Aufsteigen unter immer geringeren Druck kommt, so dehnt das eingeschlossene Gas die Gummihülle immer mehr aus. Das von dem Ballon verdrängte Luftvolumen wird in demselben Verhältnis größer wie die Dichte der Luft abnimmt, und so kommt es, daß der Auftrieb und damit die Steiggeschwindigkeit annähernd unverändert bleiben. Man hat die Größe der Steiggeschwindigkeit, die vom Gewicht und dem Auftrieb des gefüllten Ballons abhängt, durch Versuche festgestellt. Zählt man die Minuten vom Augenblick des Loslassens an, so kennt man für das Ende jeder Minute die Höhe h , in der sich der Ballon befindet. Gleichzeitig wird mit einem Theodoliten die Peilung und der Höhenwinkel α des Ballons festgestellt. Aus dem Höhenwinkel α und der bekannten gleichzeitigen Höhe h des Ballons findet man dann seine horizontale Entfernung $e = h \cdot \cotg \alpha$ für das Ende jeder Minute. Trägt man diese in der Richtung der gleichzeitigen Peilung von einem Punkte aus auf, so entsteht eine Horizontalprojektion der Ballonbahn, aus der man seine horizontale Geschwindigkeit für jede Minute d. h. für die Höhe, in der er sich während dieser Minute befand, ablesen kann. Für Bordbeobachtungen hat die Seewarte einen Theodoliten mit kardanischer Aufhängung konstruiert, der mit einem Sextanten zur Messung des Höhenwinkels über der Kimm ausgerüstet ist.

B. Aufzeichnung und Verwertung der Beobachtungen.

76. Die meteorologischen Tagebücher der Deutschen Seewarte. Für eine große Reihe von Veröffentlichungen der Deutschen Seewarte, die ja zum größten Teile der ausübenden Schifffahrt wieder zugute kommen, sind fortlaufende, ständig sich erneuernde, maritim-meteorologische Beobachtungsdaten unentbehrlich. Um eine Übereinstimmung der Methoden der Beobachtungen und Aufzeichnungen und damit ein zuverlässiges und allgemein vergleichbares Material zu sammeln, gibt die Deutsche Seewarte meteorologische Tagebücher heraus und erläßt Anweisungen zur Führung derselben. Ähnliche auf internationalem Übereinkommen beruhende Anweisungen werden auch von andern Zentralstellen herausgegeben, so daß die Gleichartigkeit aller maritimen Beobachtungen ziemlich gesichert ist. Die Führung dieser Tagebücher ist zwar überall eine freiwillige, doch werden seit Maurys Zeiten an Bord der meisten Schiffe fast aller seefahrenden Nationen solche Aufzeichnungen mit größter Zuverlässigkeit und strengster Gewissenhaftigkeit gemacht. Diese Beobachtungen bilden das Fundament unserer Kenntnisse der maritimen Meteorologie und der Oberflächenströmungen der Ozeane.

Durch gewissenhafte Führung eines solchen Tagebuches trägt der Seemann nicht nur seinen bescheidenen Teil zur wissenschaftlichen Erforschung der von ihm befahrenen Meeresräume und zur Vervollständigung des maritim-meteorologischen und ozeanographischen Beobachtungsmaterials bei, sondern er wird auch selbst persönlich großen Nutzen davon haben.

Das meteorologische Tagebuch für die Große Fahrt ist neuerdings mit dem Tagebuch über die Seeobs-Telegramme vereinigt worden und wird von der Seewarte in Form loser Bogen ausgegeben. Das Schema ist hier auf S. 114, 115 wiedergegeben. Für Schiffe, die in heimischen Gewässern verkehren, ist das „Kleine Wetterbuch“ bestimmt.

77. Die Seeobs-Meldungen und ihre Bedeutung für den Wetterdienst. Jahrelang krankten die Wetterberichte und Vorhersagen vor allem von West- und Mitteleuropa an dem Mangel zuverlässiger Wettermeldungen aus den weiten Gebieten des Nordatlantischen Ozeans. Erst infolge der Einführung weitreichender Röhrensender an Bord war es möglich, die Schiffe auf See und damit die Nautiker als wichtiges Glied in den täglichen Wetterdienst einzuschalten. Heute werden auf vielen Schiffen regelmäßig um 0, 6, 12 und 18 Uhr MGZ Beobachtungen vorgenommen und funkentelegraphisch den Zentralinstituten übermittelt. Dabei ist zu bedenken, daß ein von See kommender Wetterbericht in vielen Fällen weitaus wertvoller ist als mehrere der binnenlands gemachten Beobachtungen. Zumal gilt dies für Europa, das sein Wetter für den größten Teil des Jahres vom Atlantischen Ozean bezieht, so daß die Kenntnis des dort herrschenden Wetters für die europäische Wettervorhersage von überragender Bedeutung ist.

Ihren hohen Wert können die Wetterberichte von Bord natürlich nur dann beanspruchen, wenn die zugrunde liegenden meteorologischen Messungen und Augenbeobachtungen mit größter Sorgfalt angestellt sind und auch auf die fehlerfreie Übermittlung dieselbe Sorgfalt verwendet ist. Denn bei der Weitmaschigkeit des Beobachtungsnetzes auf See fällt eine Falschmeldung von dort sehr viel stärker ins Gewicht als eine solche von Landstationen, bei denen eine fehlerhafte Meldung leichter durch die von benachbarten Stationen angegebenen Werte als falsch erkannt werden kann.

Es braucht hier nicht näher ausgeführt zu werden, daß der fahrende Nautiker nicht etwa nur zum Nutzen der Landbevölkerung und der Luftschiffahrt arbeitet, wenn er gute Wettermeldungen an die meteorologischen Zentralinstitute abgibt. Der von diesen Instituten wieder hinausgefunkte Ozeanwetterbericht gibt ihm die erwünschte Übersicht über die auf der Weiterreise zu erwartenden Wetterverhältnisse, abgesehen von dem Nutzen, den er unmittelbar aus den aufgefangenen Wettermeldungen anderer Schiffe ziehen kann.

Deutsche Seewarte.

Jahr..... Meteorologisches Tagebuch Nr..... Blatt Nr..... des D.....
 und
 Monat..... Seeobs.-Beobachtungen von..... nach.....

Datum	I. Gruppe				II. Gruppe			Bordzeit	III. Gruppe			Luftdruck					IV. Gruppe								
	Wochentag	Breite			Länge				Uhrverbesserung	Wind		r.w.	Stärke nach Beaufort	Wetter zur Zeit der Beobachtung	Thermometer am Barometer	Abgelesener Stand	Verbesserungen			Wahrer Luftdruck in mm	Abgerundeter wahrer Luftdruck in Millibar (mb)	Horizontale Sichtweite nach Skala	Lufttemperatur	Wassertemperatur	
P	Q	LLL		111	GG		DD	F	ww																
						0000																			
						0600																			
						1200																			
						1800																			
1	2	3	4	4a	5	5a	6	7	8	9	9	10	11	11a	11b	11c	11d	11e	11f	12	13	14	15		

78. Verschlüsselung der Bordbeobachtungen. Die Verschlüsselung der an Bord deutscher Schiffe gemachten meteorologischen Beobachtungen erfolgt vom 1. Mai 1930 ab nach dem von der Seewarte herausgegebenen Heft: „Schlüssel und Anweisung zur Aufstellung von Seeobs-Telegrammen an Bord der mit Funksendern ausgerüsteten deutschen Schiffe“.

Den am Seeobsdienst beteiligten Schiffen wird der aus sechs Gruppen zu je fünf Ziffern bestehende Schlüssel empfohlen:

PQLLL 111GG DDFww BBVTT 3C_LC_MC_HN t_dKdWN_L

(Eine siebente „freiwillige“ Gruppe (d₃fabb) soll aus Ersparnisrücksichten wegfallen). Die genaue Bedeutung der Ziffern jeder Gruppe ist aus dem genannten Heft zu ersehen.

Zur ersten Übersicht sei hier folgendes angeführt: P bezeichnet den Greenwicher Wochentag, an dem die Beobachtung gemacht ist, Q den Erdoktanten, in dem sich das Schiff befindet, LLL seine geographische Breite (latitude) auf

I. Off. Instrumentenkorrekturen
 Kapitän geführt von: II. „ Barometer Nr.
 nach III. „ Luftthermometer Nr.
 IV. „ Wasserthermometer Nr.

V. Gruppe					VI. Gruppe					VII. Gruppe				Stromversetzung		Bemerkungen.		
Schlüsselindex	Bewölkung			Betrag der gesamten Himmelsbedeckung	Unterschied zwischen Luft- und Seewassertemperatur	Art	Dünung		Witterungsverlauf	Betrag der Himmelsbedeckung mit Wolkentyp Cl. (s. Wolkenart)	Geschwindigkeit	Art der Luftdruckänderung	Betrag der Luftdruckänderung in Fünftel mb. während der letz. 3 Std.	Betrag der Luftdruckänderung in Zehntelmillim. während der letzten 3 Stunden	Richtung in Graden r. w.		Betrag in Seemeilen	Beobachter
	tiefe	mittlere	hohe				Richtung	achtteilige Skala								Ge-steuer-ter Kurs		
3	CL	CM	CH	N	t _d	K	d	W	N _L	d _s	f	a	bb					
16	17	17a	17b	18	19	20	20a	21	22	23	23a	24	25	26	27	27a	28	

Zehntelgrad, III seine geographische Länge (longitude) auf Zehntelgrad, gerechnet von 0° oder 180° (so daß z. B. 120,1 ~ 59,9°), GG die Greenwicher Zeit der Beobachtung.

Unter DD wird die Windrichtung (direction), unter F die Windstärke (force) unter ww das Wetter angegeben.

BB ist der Barometerstand in ganzen mb, unter Weglassung von 1000 oder 900; V die Sichtbarkeit (visibility); TT die Lufttemperatur in ganzen Celsiusgraden, wobei Temperaturen unter 0° durch Zuzählen von 50 zur Gradzahl wiedergegeben werden, z. B. -23° durch 73°, -3° durch 53°. In der fünften Gruppe ist stets als erste die Ziffer 3 als Kennzeichen dieses Schlüssels einzusetzen, CL, CM, CH bezeichnen die Art der unteren, mittleren, hohen Wolken (low, middle, high clouds). N den Betrag der gesamten Himmelsbedeckung.

In der sechsten Gruppe bezeichnet t_d die Temperaturdifferenz zwischen Luft und Wasser (bei der Feststellung dieses Unterschiedes ist das unter Ziffer 70 Gesagte zu beachten). K bezeichnet die Art der Dünung und d die Richtung, aus der sie kommt, W den Witterungsverlauf während der letzten 6 Stunden und N_L den Betrag der niederen Wolken an der Himmelsbedeckung (N_L ≤ N).

In dem genannten Heft ist noch ein zweiter Schlüssel für Seeobs-Meldungen angegeben. Er stimmt in den ersten vier Gruppen mit dem beschriebenen überein und ist durch eine 6 an der ersten Stelle der fünften Gruppe gekennzeichnet.

Die Beobachtungen werden jedesmal in ihrer Verschlüsselung in ein von der Seewarte herausgegebenes Formular „Meteorologisches Tagebuch und Seeobs-Beobachtungen“ eingetragen. Die losen Bogen dieses Formulars vertreten an Bord der am Seeobs-Dienst beteiligten deutschen Schiffe gleichzeitig das meteorologische Tagebuch; sie sind nach Ausfüllung an die Seewarte zurückzuliefern.

Nachdem die Zifferngruppen für das Seeobs-Telegramm dem Vordruck entnommen sind, wird es mit der Anschrift „Seewarte“ versehen und sobald wie möglich unmittelbar an die Funkstelle Norddeich abgesetzt. Verspätet bei der Seewarte einlaufende Seeobs-Telegramme sind wertlos, sie vermehren lediglich die von der Seewarte für die Aufnahme und Beförderung dieser Telegramme aufzuwendenden nicht unerheblichen Kosten.

Da die Seeobs-Telegramme von allen Schiffen, die sich in Reichweite des sendenden befinden, und von Landstationen aufgenommen und benutzt werden dürfen, soll gemäß internationaler Übereinkunft das Funkpersonal des abgehenden Schiffes neben dem Rufzeichen von Norddeich Radio noch das Funkzeichen CQ (an alle) verwenden.

Die Deutsche Seewarte gibt von Fall zu Fall bekannt, welche Küstenstationen außer Norddeich zur gebührenfreien Annahme von Wettermeldungen für die Seewarte berechtigt sind.

Alle an ausländische Küstenstationen abgesandten Seeobs-Telegramme dürfen nicht die Anschrift „Seewarte“ tragen.

Die Abgabe aller Funkwetterberichte soll mit einer Geschwindigkeit von 75 Buchstaben in der Minute erfolgen.

Auf den Azoren hat Portugal eine meteorologische Funkstelle für Seeobs-Meldungen von Schiffen aller Nationen auf dem Nordatlantik eingerichtet, die die einzelnen Meldungen aufnimmt und auf Lang- und Kurzwelle wieder aussendet, damit sie von allen interessierten Schiffen und Wetterwarten abgehört werden können.

Nach dem Londoner Schiffssicherheitsvertrag von 1929 „ist der Kapitän eines jeden Schiffes, der gefährliches Eis, gefährliche Wracks oder einen gefährlichen tropischen Sturm antrifft oder eine andere unmittelbare Gefährdung der Schifffahrt erkennt, verpflichtet, hiervon die in der Nähe befindlichen Schiffe und die zuständigen Behörden des ersten Küstenplatzes, mit dem er in Verbindung treten kann, mit allen verfügbaren Verständigungsmitteln zu unterrichten.“

79. Übungsaufgaben über Wettertelegramme.

A. Aufgaben zum Entschlüsseln.

I. Obs-Telegramme.

- a) Obs Seewarte Hamburg. 45200 008x0 00000 24018 60300.
- b) Obs Seewarte Hamburg. x746x 24428 87768 91053 9x721 18185.
- c) Obs Seewarte Hamburg. 46577 02744 04414 18619 69309 00370.

II. Seewetterberichte.

a) Seewetter Swinemünde. 55576 14303 60596 16202 75586 16303 81625 18105. Ausland 26536 12410 31634 14108 40617 20301 von britischen Inseln in Richtung Skagerrak vordringendes Tief bringt weitere Wetterverschlechterung. Aussicht für Bereich Stettin: Auffrischender Süd bis Südwest, trüb, Regen, diesig.

b) Seewetter Nordsee. 00217 06201 10237 02201 2x238 02201 3x238 32101. Ausland 00216 08401 10188 28301 aus Grönland-Hoch nach Nordsee vorstoßender, sich kräftigender Keil verursacht ruhige Schönwetterlage. Aussicht für Deutsche Bucht, Bereich Ostfriesland und Nordfriesland: Mäßiger Ost, heiter, trocken, gute Sicht.

c) Seewetter Swinemünde 52567 28503 63537 30503 72535 61914 8xxx5 30603 Ausland 21567 01303 32465 08143 42506 02403 Hochdruckbrücke Südsandinavien, Nordsee, Süddeutschland ostwärts ziehend. Starker Druckfall über England. Aussichten für Bereich Stettin: Nach kurzer Beruhigung erneut stark auffrischende südliche bis südwestliche Winde. Nur vorübergehend abnehmende Bewölkung, dann erneut Eintrübung und Regenfälle. Wenig Wärmeänderung. Funksturm: Gefahr zunächst vorüber, Signal abnehmen.

III. Funktelegraphische Eisberichte Norddeich.

- a) Eis AA 334333 222211 001123 BB 120011 221110 001111 CC 00 DD 101010 313110 000010 EE 1110 DAN
- b) Eis AA 259866 434787 316567 BB 876767 686573 736678 CC 676732 674373 733232 DD xx3100 003211 323030 EE 9999 DAN
- c) Eis AA 318765 666743 316567 BB 876767 686568 686767 CC 6769x9 674373 737242 DD x97200 x97343 733232 EE 9999 DAN

IV. Funktelegraphische Eismeldungen von See.

- a) DAS ELSA 21595 20808 3104 0320
- b) DBP NORDLAND 52563 20512 4310 0728
- c) YMA GERDA 34572 17504 8622 0700 0802

V. Seeobs-Telegramme deutscher Schiffe.

- a) CQ-DAN-Seewarte 30483 30518 22402 17717 344x6 34524
- b) CQ-DAN-Seewarte 70207 70112 08419 11718 349x5 75313 16015
- c) CQ-DAN-Seewarte 10455 53700 61886 99650 39xx9 88869 66823

VI. Ausländische Wettermeldungen.

- a) CQ-OXA-danish gale warning 666662
- b) CQ-SAJ-meteo suede 20/11—0700 gmt 05050 019x4 28114 07161 80300 00674 05150 03948 08128 10058 80801 00594 05250 01xx 300003 13659 90300 00590 06407 01880 23201 14057 70401 00580 05420 019x4 28114 14651 70603 00190 05550 02937 00027 06158 80803 00589 05600 00990 00000 10969 90300 00738 05760 01943 00013 09361 70602 00090 05800 00990 00000 14172 90802 00729 05952 02563 24106 11753 90605 00540 06024 05862 32313 14354 81402 00180 06100 00990 28200 09170 70401 00719 06202 03970 28208 07460 xx801 00294 saj-sk.

VII. Ausführliche Wettermeldungen.

Die Meldungen sind zu entschlüsseln und die zugehörige Wetterkarte ist zu zeichnen.

Bei der Deutschen Seewarte sind am 28. 9. 30 folgende Seeobsmeldungen eingelaufen:

Meldungen der Seeobs-Schiffe.

PQLLL	11GG	DDF _{fw}	BBVTT	$\left. \begin{array}{l} 6\text{KdCN} \quad t_d d_s \text{AWC}_H \\ 3\text{C}_L \text{C}_M \text{C}_H \text{N} \quad t_d \text{KdWN}_L \end{array} \right\} d_s^{\text{fab}}$			
sierracordoba	10378	09500	30400	12818	30000	74800	55113
europa	10495	22900	12603	22914	35xx8	62328	6x813
reliance	10474	32500	14502	08816	307x5	54310	26309
espana	10137	24800	02301	14827	3110x	14103	
cleveland	10525	21000	12603	25813	35xx8	60028	25304
caparcona	10228	19500	02301	13824	31002	43102	16300
bremen	10497	19600	10403	24813	35208	63324	29305
resolute	10481	33200	16301	02714	30402	64310	66608
dresden	10419	56400	00001	12717	20102	70000	25303
sierraventana	10335	15706	02203	14821	35008	71128	15103
cleveland	10527	18606	18403	31813	35xx8	50028	25400
dresden	10421	54406	04202	12716	30505	70020	25302
cappolonio	15021	30806	12401	13824	31003	52403	
europa	10491	27006	12603	14716	35xx8	42328	5x913
resolute	10478	34306	22202	01715	33xx7	64427	66303
oceana	10376	10006	30501	12818	31103	68703	14306
watussi	13537	05806	02402	21714	33308	61148	55xxx
accra	10425	10206	03501	16816	31303	74803	85206
westernland	10497	05806	06620	18812	67274	5615x	
rangitane	10468	15706	05401	21813	31xx3	74103	65001
	10456	07706	30201	13814	61863	55019	
clan macwhirter	10595	06506	26303	31812	35xx8	62625	26804
mangalore	13580	02106	52502	30913	32x15	x4823	16903
	10620	13006	24503	31812	35xx8	54628	25704
berengaria	10592	14200	26203	33810	3x2x8	55620	65305
clan macwhirter	10593	09700	26203	32812	302x8	41520	26900
mangalore	13566	00400	02501	31812	37003	005xx	
mauretania	10473	33406	00060	02516	36008	54628	29300
minnedosa	10562	13406	02202	30812	62166	56010	
	10468	06700	02301	12714	61891	55000	
mauretania	10464	37100	00001	03814	32xx2	64622	29407
	PQLLL	11GG	DDF _{fw}	BBVTT			
	10405	66900	16303	07822			
	10442	55100	22200	11x12			
	10246	87000	08301	04x12			
	10406	70100	24201	06818			
	10377	74100	28000	10114			

(Hoch 1030 Nordschottland westwärts bis 18 West, Keil 1015 auf 15 West südwärts bis 35 Nord. Hoch über 1015 südlich 35 Nord zwischen Afrika und Amerika mit Keil nach Neufundland längs 55 West. Tief 995 40 West 53 Nord in Auffüllung. Teiltief 1000 38 West 43 Nord in Vertiefung ostwärts vordringend. Ausgedehntes Tief unter 1000 über Labrador. Teiltief 1005 südlich Neuschottland nach Osten schwenkend.)

B. Aufgaben zum Verschlüsseln.

VIII. Eismeldungen.

1. Dampfer Nordland meldet nach Pillau: Trafen Dienstag 14 Uhr MEZ in 57° 30' N und 21° 21' O zusammengeschobenen Eisbrei, nach SSW treibend.

Schiffahrt für Schiffe mit schwacher Maschinenkraft erschwert. Klares Wetter. Wind NO 4.

2. Dampfer Ymir meldet nach Swinemünde: Sonntag 4 Uhr MEZ in $55^{\circ} 35' N$ und $14^{\circ} 55' O$ starkes Treibeis ohne erkennbare Trift. Schiffahrt nur für starke Dampfer möglich. Nordöstlich von uns sitzt ein und ostnordöstlich von uns sitzen zwei Dampfer im Eis fest.

IX. Seeobstelegramme.

1. Schiff befindet sich Sonnabend auf $43^{\circ} 32' N$, $32^{\circ} 17' W$ und beobachtet um 0 Uhr MGZ: Wind SW 5, böig, Himmel ganz bedeckt, Bar. 754,5 mm (Instr. Verb. = + 1,3, Therm. a. Bar. = + 15°, Höhe ü. Meeressp. = 14 m), Kimm unklar, Temp. + 12,5° C, cu und str, mittlere und obere Wolken nicht sichtbar, Luft 2,3° kälter als Wasser, lange niedrige Dünung aus SW, von 21—23 Uhr Sprühregen.

2. Schiff befindet sich Donnerstag auf $22^{\circ} 20' S$, $60^{\circ} 37' O$ und beobachtet um 6 Uhr MGZ: Wind SO mäßig, Bar. 759,5 mm (Instr. Verb. = — 1,5, Therm. a. Bar. = + 28°, Höhe ü. M. = 16 m), klare Kimm, Temp. 24,3° C, nur ci-cu, $\frac{1}{5}$ bedeckt, Luft- gleich Wassertemp., lange niedrige Dünung aus SO, schönes Wetter.

3. Schiff befindet sich Montag auf $25,3^{\circ} N$, $20,4^{\circ} W$ und beobachtet um 12 Uhr MGZ: Stetiger Wind auf NO, Stärke 4, dichte Staubfalle, Bar. 758 mm (Instr. Verb. = + 1,0 mm, Therm. a. Bar. 29° C, Höhe ü. M. = 13,5 m), sehr diesig, Temp. 32° C, Wolken nicht sichtbar, Luft 5° wärmer als Wasser, mittellange Dünung aus NO.

4. Dampfer Europa meldet: Freitag auf $41^{\circ} 50' N$ und $36^{\circ} 30' W$ um 6 Uhr MGZ. Wind NNW 8, außergewöhnlich böig. Schneetreiben. Bar. 752 mm. (Instr. Verb. = 0, Therm. a. Bar. = + 12°, Höhe ü. M. = 10 m). Therm. — 2°. Schlechte Sicht. Himmel bedeckt mit großen cu u. ni. Wassertemperatur um 5° höher als Lufttemperatur. Lange Dünung aus NW. In den letzten 6 Stunden vorwiegend trübes Wetter mit Schnee- und Regenböen.

5. Dampfer Monte Olivia meldet: Sonntag auf $20^{\circ} 13' N$ und $57^{\circ} 23' W$ um 12 Uhr MGZ. Wind Ost 4, gleichmäßig. Anzeichen, daß sich ein tropischer Orkan gebildet hat. Bar. 755,3 mm (Instr. Verb. = — 1,1 mm, Therm. a. Bar. = + 25°, Höhe ü. M. = 18,5 m). Therm. + 22,5°. Unklare Kimm. a-cu in allen Schichten geben dem Himmel ein chaotisches Aussehen, etwa $\frac{7}{10}$ bedeckt. Wassertemp. + 21°. Lange Dünung aus SW, in den letzten 6 Stunden nahm Bewölkung allmählich zu.

6. Dampfer Stuttgart meldet: Freitag, den 15. Febr. auf $49^{\circ} 45' N$, $9^{\circ} 15' W$ um 18 Uhr MGZ. (17 Uhr Zonenzeit), Wind NW 9, um 16,20 Böenfront passiert, dabei Hagelschauer mit Regen, z. Z. der Beobachtung keine Niederschläge. Barometer 742,1 mm (Instr. Verb. = — 1,2 mm, Therm. a. Bar. = + 14° C, Höhe ü. M. = 16 m). Sichtweite etwa 8 sm. Lufttemp. — 3°, Himmel $\frac{8}{10}$ mit großen cu, $\frac{2}{10}$ mit ni bedeckt, Wasser 6° wärmer als Luft. Durcheinanderlaufende Dünung. In den letzten 6 Stunden stürmisches Wetter mit Regen, Kurs: W 10,5 Knoten, Barometer erst fallend, dann steigend, Gesamtänderung 8 mm tiefer als um 11 Uhr.

Zweiter Teil.

Grundzüge der Meereskunde.

I. Die Meeresräume und das Meerwasser.

80. Die Meeresräume. Das Meer bedeckt mit 361 Millionen km² 71% der gesamten Erdoberfläche. Die Oberfläche des Meeres ist also rund 2¹/₂ mal so groß wie die von ihm eingeschlossene Landfläche. Die mittlere Tiefe aller Meeresräume beträgt rund 3800 m, die mittlere Höhe aller Festländer über dem Meeresspiegel nur 800 m.

Messungen der Meerestiefe von mehr als 200 m setzten bis vor wenigen Jahren besondere Maschinen voraus. Seit Einführung des Echolotes werden auch von Handelsdampfern große Meerestiefen gemessen. Die Gestalt des Meeresbodens ist wegen fehlender Lotungen nur in großen Zügen bekannt. Im allgemeinen herrschen dort wie auf dem Festlande die Formen des Flachlandes vor. Merkwürdig ist im Atlantischen Ozean die „Atlantische Schwelle“. Dies ist eine breite, flache Erhebung ungefähr in der Mitte zwischen Europa und Afrika einerseits und Amerika andererseits, die in Sförmiger Windung den atlantischen Küsten von Island bis 60° S Breite folgt. Auf dieser Bodenschwelle, über der durchschnittlich noch 2000—3000 m Wasser stehen, liegen die Azoren, St. Paul, Ascension, St. Helena, Tristan da Cunha u. a. Inseln. Auf etwa 35° S Breite zweigt sich von ihr, nach NO zur westafrikanischen Küste hinziehend, der „Walfisch-Rücken“ ab.

Im Stillen Ozean fand man rund herum in den Randgebieten „Tiefseeegräben“. Es sind dies langgestreckte, schmale Einsenkungen von 6000—10000 m Tiefe. In dem Philippinengraben östlich von Mindanao lotete der deutsche Kreuzer Emden 1927 als größte bis jetzt bekannte Meerestiefe 10480 m. Die höchste Erhebung der Kontinente ist der Mount Everest in Asien mit 8840 m.

Man unterscheidet drei Weltmeere, deren Wasser miteinander in ungetrenntem Zusammenhange steht: den Atlantischen Ozean, den Indischen Ozean und den Pazifischen Ozean. Als deren gegenseitige Grenzen gelten in den höheren Südbreiten etwa die Meridiane des Nadelkaps (20° O), des Südkaps von Tasmanien (147° O) und des Kap Horn (67° W). Die von den Ozeanen sich abgliedernden, mehr oder weniger tief in die Festlandflächen eindringenden Meeresteile nennt man Nebenmeere. Diese lassen sich einteilen in Mittelmeere und Randmeere. Mittelmeere werden von den Festländern soweit umschlossen, daß oft nur Meerengen den Zusammenhang mit dem Hauptozean aufrecht erhalten. Die Randmeere sind den Landmassen nur angelagert und durch Halbinseln oder Inseln unvollständig vom Ozean geschieden. Das feste Land fällt nur selten gleich an den Küsten steil zur Tiefsee ab. Die meisten Küsten sind umsäumt von großen Bezirken flachen Wassers

von 1—200 m Tiefe und erst dann senkt sich der Boden stärker und fällt rasch zu großen Tiefen ab. Diese Flachseen bezeichnet man als „Kontinentalstufen“ oder „Schelfe“. Die Ostsee und fast die ganze Nordsee sind solche Schelfgebiete. Fast die gesamte Hochseefischerei wird in den Gebieten der Flachsee ausgeübt. Im Bereich der Flachsee finden sich die für die Schifffahrt gefährlichen Riffe, Barren und Bänke.

81. Farbe und Salzgehalt des Meerwassers. Während kleinere Quantitäten reinen Seewassers völlig klar und farblos erscheinen, ist die Farbe des tiefen tropischen Ozeans ein leuchtendes Blau. Durch Beimengung von kleinen Organismen (Plankton) oder von feinsten anorganischen Teilchen der unterseeischen Bänke (Kalk, Tonerde, Kieselerde usw.) wird das einfallende Licht schon in den obersten Schichten reflektiert, und so erscheint die Farbe des Meeres in der Nähe des Festlandes, auf Gründen und in algenreichen Gegenden blaugrün, dunkelgrün oder über hellem Grunde sogar hellgrün. Das Meerwasser ist um so durchsichtiger, je blauer es ist.

Das Seewasser verdankt seinen salzig-bitteren Geschmack der Beimengung zahlreicher Salze, unter denen das Kochsalz überwiegt.

Ein kg Meerwasser enthält durchschnittlich:	g	in Prozent aller Salze ausgedrückt
Kochsalz (Chlornatrium)	27,21	77,8
Chlormagnesium	3,81	10,9
Bittersalz (Magnesiumsulfat)	1,66	4,7
Gips (Kalziumsulfat)	1,26	3,6
Schwefelsaures Kali (Kaliumsulfat)	0,86	2,5
Kohlensaurer Kalk (Kalziumkarbonat)	0,12	0,3
Brommagnesium (Magnesiumbromür)	0,08	0,2
	35,00	100,0

Das Mischungsverhältnis aller dieser Salze ist im Meerwasser überall dasselbe und unabhängig von der Menge des vorhandenen Salzes. Flußwasser, sogenanntes Süßwasser, enthält zwar auch gelöste Salze, doch sind davon etwa 60% kohlensaurer Kalk und nur etwa 5% Kochsalz.

Der Salzgehalt des Oberflächenwassers der offenen Meere schwankt mit der Örtlichkeit zwischen 32 und 38 kg Salz auf 1000 kg Meerwasser. Am größten ist er in der Passatgegend zwischen 10—30° nördlicher und südlicher Breite, wo durch die Passatwinde viel Wasser verdunstet wird und wenig Niederschläge fallen. Am geringsten ist der Salzgehalt in der äquatorialen Zone zwischen 10° nördlicher und südlicher Breite, wo wenig Winde, aber viele Niederschläge auftreten. Im Bereich großer Eistriften, wie bei den Neufundlandbänken oder im Mündungsgebiet gewaltiger Süßwasserströme, z. B. dem des Amazonenstromes oder des Kongo, kann sich der Salzgehalt des Wassers erheblich verringern. Vor allem ist dies der Fall bei einigen Nebenmeeren, in die viele

Flüsse des umgebenden Festlandes münden, wie z. B. in der Ostsee oder im Schwarzen Meer. Andere Nebenmeere dagegen, die in heißen, regenarmen Gegenden liegen und wenig Süßwasserzufluß haben, wie das Rote Meer, das Mittelmeer und der Persische Golf, weisen einen besonders hohen Salzgehalt auf. Von etwa 1000 m Tiefe ab bis zum Boden ist der Salzgehalt der Ozeane überall fast genau 35‰ .

82. Spezifisches Gewicht des Meerwassers und dessen Bedeutung für den Tiefgang der Schiffe. Der große Salzgehalt des Meerwassers bewirkt, daß es schwerer als Süßwasser ist. Ein Liter Ozeanwasser von $17,5^\circ\text{C}$ (gewöhnlicher Zimmertemperatur) und 35‰ Salzgehalt wiegt 1028 g. Das spezifische Gewicht des Meerwassers ist demnach 1,028. In der Nähe von Küsten, in fast allen Häfen und in abgeschlossenen, große Flüsse aufnehmenden Meeresbecken ist infolge des geringen Salzgehaltes das spezifische Gewicht des Meerwassers oft bedeutend niedriger. Die Bestimmung des Salzgehaltes in den Lösch- und Ladehäfen der Erde ist für die praktische Schifffahrt wichtig. Nur wenn man das spezifische Gewicht des Hafenwassers kennt, läßt sich die Frage beantworten, wie weit ein Schiff im Hafen eintauchen darf, um dann in See bis zur Tieflademarke beladen zu sein. Man bestimmt zu diesem Zwecke das spezifische Gewicht des Hafenwassers mit einem Aräometer. Dabei nimmt man am besten das Mittel aus dem spezifischen Gewicht von Oberflächenwasser, das man mit einer Pütze aufschlägt, und von aufgepumptem Wasser aus der Nähe des Schiffsbodens. Enthielte der Hafen Frischwasser, also Wasser vom spezifischen Gewicht 1, so dürfte das Schiff im Hafen bis zur Frischwassermarke eintauchen. Ist das spezifische Gewicht des Hafenwassers größer als 1, z. B. 1,015, die Salzwassermarke aber für 1,025 berechnet, so entsteht die Frage, wie weit man das Schiff im Hafen eintauchen lassen muß, um sicher zu sein, daß es in Seewasser vom spezifischen Gewicht 1,025 nur bis zur Salzwassermarke eintaucht. — Ist a der Abstand der Frisch- von der Salzwassermarke, so muß in diesem Falle die Frischwassermarke um eine Strecke x über Wasser bleiben, die sich sehr nahe zu a verhält, wie 15 : 25.

Beispiel: Man findet das spezifische Gewicht des Hafenwassers gleich 1,015. Der Abstand der Süß- von der Salzwassermarke beträgt $a = 20$ cm. Dann ist

$$x : 20 = 15 : 25; \quad 25x = 300; \quad x = 12 \text{ cm,}$$

d. h. die Frischwassermarke muß im Hafen 12 cm über Wasser bleiben.

83. Die Temperatur des Meerwassers. Im Gegensatz zur Luft wird das Meerwasser durch die Sonnenbestrahlung nur von oben her erwärmt. Man unterscheidet tägliche und jährliche Schwankungen der Temperatur des Oberflächenwassers. Die Tagesschwankung beträgt selbst in der Tropengegend selten mehr als 1° , auch die Jahresschwankung beträgt in den gemäßigten Zonen im Durchschnitt nur $8\text{--}10^\circ$ (auf dem Fest-

land dagegen $20\text{--}25^\circ$, vgl. S. 14). Die Tagesschwankung wird außerdem durch Seegang, Wind und etwaige Regenfälle stark beeinflusst.

Im Jahresmittel ist die Meeresoberfläche um etwa $\frac{1}{2}\text{--}1^\circ$ wärmer als die darüber lagernde Luft. Die Durchschnittstemperatur für die ganze Meeresoberfläche beträgt rund $17\frac{1}{2}^\circ\text{C}$. Mehr als die Hälfte der gesamten Meeresoberfläche besitzt eine ständige Temperatur von mehr als 20° .

Die täglichen Temperaturschwankungen reichen etwa 20—30 m tief, die jährlichen 100—200 m. Das Eindringen der Wärme in tiefere Schichten des Meeres hängt bei ruhiger See wesentlich von der vertikalen Temperatur- und Salzgehaltsverteilung ab. Bei Tage und im Sommer bewirkt eine starke Verdunstung, daß das Oberflächenwasser salzhaltiger und damit spezifisch schwerer wird als das Wasser der darunter liegenden Schichten. Bei Nacht und im Winter bewirkt die starke Abkühlung der Meeresoberfläche, daß ihr Wasser spezifisch schwerer wird als das der darunter liegenden Schichten. Die Folge davon ist, daß die spezifisch schwereren Teile in die Tiefe sinken. Dabei nehmen diese sinkenden Wasserteilchen ihre Wärme mit und tragen so bei Tage und im Sommer die Erwärmung, bei Nacht und im Winter die Abkühlung in die Tiefe. Im allgemeinen nimmt die Temperatur des Meereswassers mit der Tiefe ab; in einer oberen Schicht, die den täglichen und jährlichen Temperaturschwankungen unterworfen ist, sehr rasch, etwa $10\text{--}20^\circ$ auf wenige hundert Meter, unterhalb dieser Schicht sehr langsam, etwa $1\text{--}2^\circ$ auf 1000 Meter.

In ungefähr 1000 m Tiefe findet man in allen Meeresteilen, die in tiefer, offener Verbindung mit den kalten Meeren hoher Breiten stehen, nur noch Temperaturen von $2\text{--}8^\circ$. Am Meeresboden unter 4000 m Tiefe herrschen in solchen Meeresteilen, unabhängig von der geographischen Breite, überall Temperaturen von $0\text{--}2^\circ$. Als Ursache dieser niedrigen Bodentemperatur gelten die in hohen und während des Winters auch in mittleren Breiten herabgesunkenen kalten Wassermassen, die in der Tiefe äquatorwärts abfließen. Dieser Tiefenstrom, der mit einer Geschwindigkeit von $\frac{1}{2}\text{--}1$ Seemeile pro Monat fließt, wird dadurch bedingt, daß einerseits die Oberflächenströmungen mehr Wasser aus den Tropen forttragen, als sie ihnen wieder zuführen, und daß andererseits in den äquatorialen Meeresteilen große Wassermengen durch Verdunstung verbraucht werden. Wir können daher im freien Ozean das Vorhandensein eines sehr langsam verlaufenden vertikalen Kreislaufes des Wassers annehmen. In mittleren und hohen Breiten sinkt durch die Oberflächenströmungen angestautes Wasser in große Tiefen, während es am Äquator als Ersatzstrom an die Oberfläche steigt (s. 89).

Ist ein Meeresteil durch unterseeische Schwellen gegen den freien, tiefen Ozean abgegrenzt, so ist die Temperatur seines Tiefenwassers

entweder gleich der Ozeantemperatur im Niveau der Schwelle oder gleich der Wintertemperatur des Oberflächenwassers. Ersteres finden wir meistens in den Tropengegenden, z. B. in der Celebessee, und im Karibischen Meer, letzteres in den gemäßigten und kalten Zonen, z. B. im Mittelländischen Meer.

84. Das Eis des Meeres. Das Meerwasser erreicht seine größte Dichtigkeit nicht bei $+ 4^\circ$, sondern zieht sich bis zum Gefrierpunkt und bei Unterkühlung auch noch unter diesem zusammen. Der Gefrierpunkt des Meerwassers liegt um so tiefer, je salziger es ist. Bei einem Salzgehalt von 35‰ liegt der Gefrierpunkt bei $- 1,9^\circ \text{C}$, während solches Wasser seine größte Dichte erst bei $- 3,5^\circ \text{C}$ erreicht.

In den Polarregionen gefriert das Meer im Winter zu dem sogenannten Feldeis, 1—2 m dicken Schollen, die, durch Wind, Wellen und Pressungen übereinander getürmt und durch Schneefälle miteinander verkittet, das Packeis liefern. Dieses arktische Meereis wird zuweilen durch Oberflächenströme äquatorwärts verfrachtet. Von den Nebenmeeren ist eine große Zahl ziemlich reich an Meereisbildungen, so z. B. die Hudsonbai, der St. Lorenzgolf, in der Ostsee der Bottnische und Finnische Meerbusen, im Schwarzen Meer die Bucht von Odessa, ferner das Beringsmeer sowie die Randmeere Ostasiens.

Die Eisberge sind Süßwassereis und stammen von den Gletschern der Gebirge auf dem polaren Festlande oder den polaren Inseln. Da das spezifische Gewicht dieses Eises etwa 0,9 ist, so ragt nur etwa $\frac{1}{10}$ der Masse eines Eisberges aus dem Wasser heraus. Da aber der breitere und schwerere Teil unten liegt und der Eisberg in seinen oberen Teilen aus leichterem Schnee-Eis besteht, so taucht der Höhe nach wohl meistens $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{6}$ des Berges aus dem Wasser heraus. Auf der nördlichen Halbkugel sind die großen Gletscher Grönlands die Hauptquelle von Eisbergen. Die größten und meisten Eisberge trifft man auf der südlichen Halbkugel. Hier sind schon Berge von mehreren Kilometern Länge und 60—100 m Höhe über Wasser gesichtet worden.

Das Auftreten des arktischen Eises in der Neufundlandgegend steht nach Zeit, Ort und Menge in engem Zusammenhange mit den Windverhältnissen der vorhergegangenen Monate, so daß die einzelnen Jahre große Verschiedenheiten zeigen. Im allgemeinen läßt sich sagen: Die erste Jahreshälfte ist eisreich, der Frühling an Feldeis, der Sommer an Eisbergen, und die zweite Jahreshälfte ist eisarm, der Herbst an Feldeis, der Winter an Eisbergen. Die Eisberge erscheinen also im allgemeinen später als das Feldeis, durchschnittlich wohl erst gegen Ende April oder im Mai. Während das Feldeis von der Ostküste Neufundlands mit dem Oberflächenstrom nach Süden treibt, nimmt es an dessen Unregelmäßigkeiten teil und steht unter dem Einflusse des Windes, dem es durch seine rauhe Oberfläche viele Angriffspunkte bietet. Die tief-

gehenden Eisberge dagegen ziehen unausgesetzt nach Süden, solange sie nicht stranden oder auf die Neufundlandbank geraten, wo keine beständigen Strömungen vorhanden sind. Weder der Oberflächenstrom noch der Wind sind imstande, die Trift der Eisberge nach Süden aufzuhalten.

Da über den kalten, eisführenden Meeresströmungen häufig auch Nebel auftreten, so bilden die Eisberge eine große Gefahr für die Schifffahrt und zwingen zu besonders vorsichtiger Navigation in solchen Gegenden. Der einzig sichere Weg für die Navigation in Gegenden mit Eisbergen ist, in dickem Wetter zu stoppen und in dunkler Nacht langsam zu fahren. Eisberge sind, wenn irgend möglich, in Lee zu lassen. Nie darf man dicht an sie herangehen. Robbenherden oder Vogelscharen in großer Entfernung vom Lande sind häufig ein Zeichen von Eisnähe. Die Vereinigten Staaten von Nordamerika haben im Nordatlantischen Ozean einen Eismeldedienst eingerichtet. Eiswachtschiffe geben den passierenden Schiffen funkentelegraphische Mitteilung von dem Vorhandensein gefährlicher Eisberge und Eismassen (siehe 68 b).

II. Die Bewegung des Meerwassers.

85. Windseen, Dünung, Brandung. Die Wellenbewegung besteht in Schwingungen der Wasserteilchen in senkrecht gestellten, kreisförmigen oder elliptischen Bahnen, und zwar so, daß im Wellenkamm die Bewegung nach vorwärts, im Wellental nach rückwärts erfolgt. Dabei bleiben die Wasserteilchen nahezu an derselben Stelle. Nur bei andauernden Winden werden sie etwas in der Richtung des Windes verschoben.

Man unterscheidet zweierlei Arten von Wellen: 1. die vom Winde unmittelbar aufgeworfenen Windseen, vom Seemann kurzweg „Seen“ genannt, 2. die nicht an Ort und Stelle vom herrschenden Winde erzeugte, sondern aus der Ferne heranrollende „Dünung“. Während die Seen unter der direkten Einwirkung des Windes leicht überfallende und schäumende Kämme bilden, zeigt die Dünung meistens lange, sanft geböschte, weniger hohe Wellen rundlichen Profils. Auffallend ist die aus hohen Breiten stammende hohe und lange Dünung in den Windstillen der Roßbreitenzonen, sowie die den schweren tropischen Stürmen oft voraneilende und sie anmeldende Dünung. Die Dünung bildet mit der am Orte bestehenden See beliebige Durchkreuzungen (Interferenzen), die das Auseinanderhalten der beiden Wellengattungen oft erschweren.

Bisweilen entstehen am Boden des Ozeans durch Erdstöße (Seebeben), unterseeische Erdestürze oder Vulkanausbrüche Erschütterungen des Meerwassers, die zu mächtigen Wellen von oft verheerenden Wirkungen Veranlassung geben. So haben die beim Ausbruch des Krakatau (26. und 27. August 1883) entstandenen Wellen 36380 Menschen das

Leben gekostet. Das Kanonenboot „Berouw“ wurde dabei 3300 m weit ins Land geschleudert und lag dann 9 m über dem Meeresspiegel. An einzelnen Stellen erreichte die Flutwelle eine Höhe von 30—35 m. Stoßwellen haben meistens eine große Geschwindigkeit und eine lange Periode.

Als Wellen von langer Periode werden auch die Gezeiten aufgefaßt, die in einem eigenen Kapitel behandelt werden sollen.

Man unterscheidet bei einer Welle:

1. ihre Schwingungsdauer oder Periode, d. i. die Zeit in Sekunden, die für einen festen Beobachtungsort zwischen dem Eintreffen zweier aufeinander folgender Wellenkämme verfließt;

2. ihre Länge, d. i. der Abstand von Wellenkamm zu Wellenkamm in Metern; sie ist gleich dem Produkt: Periode mal Geschwindigkeit;

3. ihre Fortpflanzungsgeschwindigkeit, d. i. die Geschwindigkeit, mit der die Wellen durch das Wasser laufen; sie ist gleich dem Quotienten: Wellenlänge durch Periode;

4. ihre Höhe, d. i. der senkrechte Abstand des Wellenkammes vom Wellental.

Nachfolgende Tabelle gibt eine kleine Übersicht über die ungefähren Größen dieser Werte:

In den Gebieten	Periode in Sekunden	Wellenlänge in Metern	Geschwindigkeit in m/s	Höhe in Metern
Windseen in der Ostsee bei Stürmen	2—5	20—30	8—15	3—4
Windseen im Passatgebiet bei steifem Passat	5—9	60—80	11—16	4—5
Windseen in hoher Südbreite bei schweren Stürmen.	10—20	150—350	15—25	5—12
Krakatauwelle (26.—27. Aug. 1883) .	3600	640 000	185	20—35

Wo der Wind über ein ihm entgegenströmendes Gewässer weht, erzeugt er eine steile, wilde See. Große Wellen bilden sich nur auf tiefen und weiten Wasserflächen. Die Wellenhöhe wächst rasch mit dem Winde und nimmt auch rasch wieder ab. Sie wird bei großem Seegange leicht überschätzt. Die Wellenlänge ist eine schwankende Größe, so daß die Länge unmittelbar aufeinander folgender Wellen oft verschieden ist.

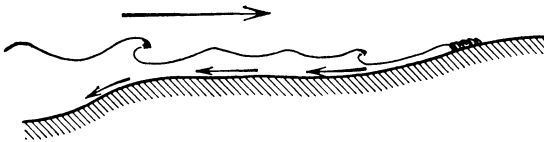


Abb. 56. Schema der Strandbrandung.

Die Geschwindigkeit der Wellen dagegen ist sehr beständig; es kommt nur selten vor, daß eine Welle eine andere überholt. Sie ist im allge-

meinen kleiner als die Geschwindigkeit des Windes, der die Wellen erzeugt.

Von einem fahrenden Schiffe aus lassen sich die Ausmaße der Meereswellen ohne besondere Hilfsmittel nur schwer feststellen.

Wenn Dünung oder Windseen in flaches Wasser laufen, nehmen Geschwindigkeit und Wellenlänge ab. Die Kämme rücken enger aneinander, die Seen werden höher und unregelmäßiger. Die Vorderseite wird steiler als die Rückseite. Wenn der flache Grund erreicht ist, kippen die Kämme vorne über und bilden die „Strandbrandung“ mit ihren Rollern und Brechern. In vielen Fällen tritt dabei auch eine Richtungsänderung der Wellenkämme ein, derart, daß diese parallel zum Strande verlaufen und ihre Bewegung senkrecht auf diesen zuführt.

Beim Anprallen der Wellen bei aufländigem Sturm gegen tief hinreichendes Steilufer entsteht die sogenannte „Klippenbrandung“, ein Zerstäuben und gewaltiges Hochschleudern des Wassers.

Stärke des Seegangs und der Dünung nach Beaufort.

Beaufort	Bezeichnung	Ungefähre Wellenhöhe in Metern
0	Vollkommen glatte See	0
1	Sehr ruhige See	0— $\frac{1}{4}$
2	Ruhige See	$\frac{1}{4}$ — $\frac{3}{4}$
3	Leicht bewegte See (kleine Wellen)	$\frac{3}{4}$ —2
4	Mäßig bewegte See (mäßige Wellen)	2—4
5	Ziemlich grobe See (ziemlich hohe Wellen)	3—6
6	Grobe See (hohe Wellen)	5—8
7	Hohe See (große Wellen)	7—10
8	Sehr hohe See (sehr große Wellen)	} über 10
9	Gewaltige, schwere See (große Wellenberge)	

86. Allgemeines über Meeresströmungen. Während die Wellen regelmäßig wiederkehrende Änderungen der Form des Meeresspiegels sind, liegt bei den Strömungen eine räumliche Versetzung der Wassermassen aus einer Gegend in eine andere vor. Man unterscheidet bei einer Strömung Richtung und Stärke. Unter „Richtung einer Strömung“ versteht man die Richtung, nach der das Wasser fließt. Westlicher Strom ist also ein Strom, der nach Westen setzt. Unter Stromstärke versteht der Seemann die Anzahl Seemeilen, die das Oberflächenwasser in einer Stunde bzw. während eines Etmals zurücklegt. Eine Strömung heißt warm, wenn ihr Wasser eine höhere Temperatur hat, als dem betreffenden Breitenparallel im Mittel zukommt; sie heißt kalt im entgegengesetzten Fall. Im allgemeinen sind die aus niederen in höhere Breiten laufenden Ströme warm, die entgegengesetzt laufenden kalt. Mit der Erweiterung unserer Kenntnisse von den Meeresströmungen zeigt sich immer deutlicher, daß deren Richtungen und Stärken häufigen Änderungen unterworfen sind. In allen ozeanischen Strömungen kann man auf kurze Strecken oder in kurzen Zwischenzeiten ganz verschiedene Versetzungen finden. Alle hier beschriebenen Strömungen und alle kartographischen Darstellungen der Strömungen dürfen daher nur beanspruchen, daß sie einen im großen Durchschnitt wahrscheinlichen Zustand ausdrücken.

87. Die Bestimmung der Richtung und Stärke von Strömungen im freien Ozean ist schwierig. Die wichtigste Methode ist die Ermittlung der Stromversetzung durch Vergleich des durch Loggerrechnung ermittelten Schiffsortes mit dem astronomischen Schiffsort. Da aber das geübte Besteck infolge ungenauen Steuern und Loggens, fehlerhafter Deviation und unrichtiger Beurteilung der Abtrift mit erheblichen Fehlern behaftet sein kann, erhält man auf diese Weise einigermaßen zuverlässige Werte nur als Mittel aus vielen Hunderten von Beobachtungen für ein und dieselbe Gegend.

Ein anderes Mittel zur Strombestimmung liefern uns die Wege, die von treibenden Körpern: Seetang, Treibhölzern, Eismassen, Wracks usw. zurückgelegt werden. Als künstliche Treibkörper verwendet man „Flaschenposten“. Dies sind versiegelte Flaschen, die eine Urkunde mit Ort, Zeit und Namen des Schiffes sowie eine Angabe, wohin der Zettel zu senden ist, enthalten. Da alle Treibkörper vom Winde beeinflusst werden, so ergeben nur Mittelwerte aus sehr vielen Beobachtungen angenähert richtige Resultate.

Etwas leichter ist die Strombestimmung auf flachem Wasser. Vom verankerten Fahrzeug aus kann man das Relinglog benutzen. Vermessungsschiffe und Forschungsfahrzeuge bedienen sich besonderer Strommesser, die Richtung und Geschwindigkeit des Stromes an der Oberfläche und in der Tiefe registrieren. In der Nähe der Küste kann man mit guten Peilungen auch vom fahrenden Schiffe aus den Strom zuverlässig bestimmen.

Die Oberflächenbewegung der Ozeane ist zwar in großen Zügen bekannt, doch sind für weitere Untersuchungen möglichst genaue Stromangaben aus allen Teilen des Weltmeeres dringend erwünscht. Besonders lückenhaft ist die Kenntnis der Strömungen unter den Küsten. Um diese Lücke auszufüllen, sind vor allem gute Strombeobachtungen auf kürzere Strecken von Feuer zu Feuer oder von Huk zu Huk notwendig. Rundet man eine scharfe Huk oder umsteuert man eine Insel, so kann der Strom auf der einen Seite den auf der anderen Seite aufheben, so daß am Mittag die Stromversetzung gleich Null ist, während tatsächlich entgegengesetzte Ströme geherrscht haben. Deshalb muß der Strom bis zu jeder größeren Kursänderung berechnet werden. Nur durch viele derartige Strombeobachtungen kommt man den wirklichen Meeresströmungen auf die Spur. Die Deutsche Seewarte gibt für solche Strombeobachtungen besondere Vordrucke heraus, um deren fleißige Benutzung sie bittet.

88. Die Ursachen der Meeresströmungen. Die hauptsächlichste Ursache der Oberflächenströme des Meeres ist der Wind. Regelmäßige Winde, vor allem die Passate, rufen durch die andauernd der Meeresoberfläche mitgeteilten Antriebe im offenen Ozean Strömungen hervor, die mit dem Winde ungefähr gleiche Richtung haben. (Über die Ablenkung durch die Erddrehung s. S. 129.) Zunächst setzt der Wind nur die oberflächlichen Wasserschichten in Bewegung; bei längerer Einwirkung pflanzt sich die Bewegung dann in größere Tiefen fort.

Diese unter unmittelbarer Wirkung des Windes entstehenden Strömungen heißen **Triftströme** oder **Triften**. Zum Ersatz der von solchen Triften fortgeführten Wassermassen muß Wasser von den Seiten und im Rücken nachströmen. Diese Aufgabe übernehmen die **Kompensationsströme** oder **Ergänzungsströme**. Wenn eine Triftströmung auf eine Küste stößt und hier einen Aufstau des Wassers verursacht, so fließt dieses nach beiden Seiten entlang der Küste ab, und es entstehen **Abflußströmungen** oder **Stauströme**. In vielen Fällen bilden sich **Stromringe**, indem die Abflußströmung durch einen Verbindungsstrom in die Kompensationsströmung übergeführt wird.

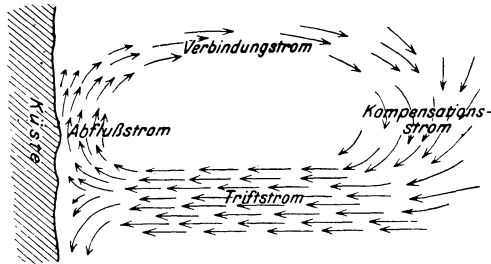


Abb. 57. Schematische Darstellung eines Stromringes.

In Buchten, an denen eine Hauptströmung vorbeisetzt, bilden sich häufig **Neerströme**. Diese laufen in der Nähe des Landes der Hauptströmung entgegen.

Früher meinte man, daß sich große Triftströmungen nur durch jahrzehntelang anhaltende Winde ausbilden könnten, indem die Bewegung äußerst langsam von jeder Schicht in die nächst tiefere übertragen werde. So sollte z. B. die halbe Oberflächengeschwindigkeit in 100 m Wassertiefe erst nach Verlauf von 240 Jahren erreicht werden (Zöppritz). Dabei war man der Ansicht, daß in Gebieten äußerst stetiger Winde, z. B. den Passatgebieten, die Bewegung allmählich bis in die größten Tiefen fortschreiten könne.

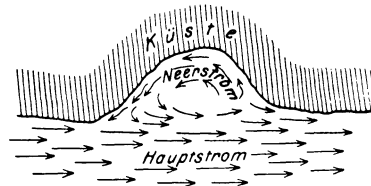


Abb. 58. Beispiel eines Neerstromes.

Nach den Untersuchungen von Eckmann bleibt die Windtheorie bestehen, sie muß nur zwei wesentliche Änderungen erfahren. Erstens überträgt sich die Bewegung durch Flüssigkeitsreibung viel schneller in die Tiefe, als früher angenommen wurde; die halbe Oberflächengeschwindigkeit ist z. B. in 20 m Tiefe schon nach Verlauf von etwa 24 Stunden erreicht. Zweitens hat sich die Ansicht über den Einfluß der Erdrotation auf die Mechanik der Meeresströmungen geändert. Wohl hatte man schon früher bedacht, daß infolge des ablenkenden Einflusses der Erdrotation die Richtung des Oberflächenstromes auf Nordbreite rechts, auf Südbreite links von der Richtung liegen muß, nach der der Wind weht. Heute betont man, daß bei der Übertragung der Bewegung von einer Schicht in die nächsttiefere sich diese Ablenkung immer wiederholt, so daß in einer Tiefe von 200 m der Strom dem Oberflächenstrom entgegenläuft, wobei er jedoch so schwach geworden ist, daß die Strömung praktisch aufgehört hat. In der Tat haben neuere Beobachtungen ergeben, daß die Triftströme im freien Ozean z. B. im Passatgebiet nur eine Mächtigkeit von 100–150 m besitzen.

Eine weitere Ursache für die Entstehung von Meeresströmungen haben wir schon in 83 kennen gelernt. Es sind dies Unterschiede

in der Dichte des Meerwassers. Diese ist hauptsächlich von der Temperatur abhängig. Dichteunterschiede sind die Hauptursachen für den vertikalen Austausch des Meerwassers zwischen Äquator und Pol (siehe S. 123).

Dichteunterschiede können auch durch Verschiedenheit des Salzgehaltes bedingt sein. Besonders in den Zugängen zu ausgesüßten oder zu besonders salzigen Nebenmeeren kommen durch diese Ursache Strömungen zustande. Mehrfach tritt in diesem Falle als weitere Ursache hinzu, daß das Nebenmeer einen Mangel oder einen Überfluß von Wasser besitzt.

Im Mittelmeer verdunstet mehr Wasser als durch die Flüsse zugeführt wird, so daß der Spiegel des Mittelmeeres um mehr als 10 cm niedriger liegt als der des benachbarten Atlantischen Ozeans. Daher strömt atlantisches Wasser als Oberflächenstrom zum Mittelmeer hinein. Gleichzeitig ist aber ein nach Westen setzender Unterstrom vorhanden, bedingt durch den hohen Salzgehalt des Mittelmeerwassers.

Ebenso fließt aus dem an Süßwasserzuflüssen reichen Schwarzen Meer ein Oberflächenstrom durch den Bosphorus in das Mittelmeer, während sich in der Tiefe starksalziges Wasser in entgegengesetzter Richtung bewegt.

Die Ostsee hat starken Süßwasserzufluß, so daß in den dänischen Sunden im Mittel ein auslaufender Strom süßen Wassers beobachtet wird, dem ein schwächerer einlaufender Unterstrom salzreichen Nordseewassers gegenübersteht. Im Skagerrak läuft unter der norwegischen Küste ein westlich und südwestlich setzender Strom mit einer mittleren Geschwindigkeit von 50 sm im Etmal, während an der jütländischen Küste ein nordöstlicher Strom beobachtet wird.

An den Küsten und in Nebenmeeren werden zuweilen heftige Strömungen durch die Gezeiten erzeugt.

89. Auftriebwasser. An vielen Stellen der Erde, wo ablandige Winde das Oberflächenwasser von der Küste fortreiben, erfolgt der Ersatz nicht nur durch seitlich herangezogene Kompensationsströme, sondern auch durch Heraufziehen von Wasser aus der Tiefe, das sich meistens durch seine niedrige Temperatur zu erkennen gibt. Durch dieses kalte Auftriebwasser erklären sich z. B. die abnorm tiefen Temperaturen überall da, wo der Passat das Wasser vom Lande wegtreibt, wie an der Nordwestküste Afrikas von Gibraltar bis Kap Verde, an der Küste von Südwestafrika, an der Küste von Peru und Kalifornien, ferner bei Kap Guardafui zur Zeit des SW-Monsuns. Nebel und Regenlosigkeit sind häufig Begleiterscheinungen dieser kalten Küstengewässer. An der Westseite der tropischen Ozeane finden wir als Gegensatz oft große Warmwassermengen als Folgen des Windstaues durch die Passate. Die verschiedene Wirkung von Windstau und Windsog äußert sich häufig

schon an einzelnen Inseln oder Inselgruppen. So sind z. B. im Gebiete des SO-Passats bei den Galapagosinseln an der Luvseite mehr als 25° und gleichzeitig an der Leeseite weniger als 15° Wassertemperatur gefunden worden.

90. Die großen Stromringe der Ozeane. Entsprechend den einander ähnlichen Windverhältnissen findet der Kreislauf des Wassers im Atlantischen, im Stillen Ozean und auch im südlichen Indischen Ozean in ähnlicher Weise statt. Die Passate treiben das Wasser in westlicher Richtung und erzeugen zwei mächtige Triften, die als Nordäquatorial- und Südäquatorial-Strömung unterschieden werden. Zwischen beiden bildet sich im Kalmengebiet eine rücklaufende, also von W nach O setzende äquatoriale Gegenströmung aus. An der Westseite jedes der Ozeane weichen die Wassermassen der Passattriften zum größten Teil polwärts aus, sie folgen der Küste, bis sie in die Gegend der Westwinde kommen, um dann als Westwindtriften den Ozean in der Richtung nach O abermals zu überqueren. Beim Auftreffen auf die östlichen Küsten wenden sich die Wasser zum Teil äquatorwärts und bilden Ergänzungsströme für die Passattriften. So sind die Ozeane nördlich vom Äquator von einem großen, mit dem Uhrzeiger laufenden, südlich vom Äquator von einem gegen den Uhrzeiger laufenden Hauptstromkreis erfüllt.

An diesen Hauptstromkreis schließt sich im nördlichen Atlantischen und Stillen Ozean ein kleiner, gegen den Uhrzeiger laufender „arktischer“ Stromkreis. Er entsteht, indem die Wasser der Westwindtrift beim Auftreffen auf die östlichen Küsten zum Teil polwärts ausweichen. Auf Südbreite sind entsprechende Nebenstromkreise wegen der im Süden fehlenden Begrenzung der Ozeane nicht ausgebildet. Dafür legt sich hier im Gebiete der Westwinde die östlich setzende mächtige Westwindtrift als breites Band um die ganze Erde. Im nördlichen Indischen Ozean hängen die Strömungen von den Monsunen ab.

Man vergleiche diese allgemeine Schilderung und die im folgenden Abschnitt enthaltenen Sonderangaben mit der beigegebenen Karte der „Strömungen an der Oberfläche des Meeres für den Nordwinter“ (s. S. 137). Die Abweichungen für den Nordsommer sind im folgenden angegeben.

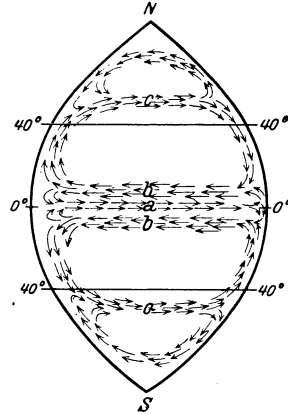


Abb. 59. Schema der horizontalen Meeresströmungen in einem idealen Ozean. *a* Äquatorialgegenströmung, *b* Äquatorialströme, *c* Verbindungsströme (Westwindtriften).

III. Die Strömungen der einzelnen Ozeane.

91. Strömungen im Atlantischen Ozean. 1. Die Passattriften und ihre Ausläufer. Der Nordäquatorialstrom des Atlantischen Ozeans wird fühlbar bei den Kapverden, er setzt mit 12—15 sm im Etmal westlich und vereinigt sich etwa in der Mitte des Ozeans mit dem Südäquatorialstrom. Dieser nimmt, gespeist vom Benguelastrom und Auftriebwasser, an den Küsten von Südwestafrika seinen Anfang; er erzeugt Stromversetzungen im Mittel von 24 sm im Etmal. Beim Auftreffen auf die südamerikanische Küste bei Kap San Roque wird ein Teil der Wassermassen in südwestlicher Richtung abgedrängt und fließt als warmer Brasilstrom an der Küste von Brasilien entlang bis zum La Plata. Der Hauptteil des Stromes wendet sich bei Kap San Roque nach WNW und fließt als Guyana-Strömung mit einer Geschwindigkeit von mehr als 30 sm im Etmal an der Küste entlang, Seite an Seite mit der Nordäquatorialtrift. Besonders stark ist die Guyana-Strömung zur Zeit des nördlichen Sommers, wo sie noch unmittelbar durch den SO-Passat angetrieben wird.

Während die nördlichen Teile der vereinten Strömung als Antillen-Strömung an der Nordseite der Kleinen und Großen Antillen entlangziehen, zwängen sich die südlichen Teile zwischen den Kleinen Antillen hindurch in das Karibische Meer, durchströmen dieses und treten mit zunehmender Geschwindigkeit um die Halbinsel Yukatan herum in den Golf von Mexiko. Hier erzeugen sie die Wasseransammlung, die die Hauptursache des Golfstromes darstellt. Die verhältnismäßig geringfügigen Süßwassermassen des Mississippi werden dabei an die westliche Küste gedrückt.

Die Grenzen der äquatorialen Strömungen verschieben sich wie die der Passatwinde im Herbst der nördlichen Halbkugel etwas nach N, im Herbst der südlichen Halbkugel nach S. Entsprechend der größeren Stärke des Passats im Winter der betreffenden Halbkugel ist im Nordwinter der nördliche, im Südwinter der südliche Äquatorialstrom stärker entwickelt als im Sommer der betreffenden Halbkugel.

2. Die äquatoriale Gegenströmung des Atlantischen Ozeans wird Guineaströmung genannt. Sie führt Wasser in östlicher Richtung in den Golf von Guinea und hat Bedeutung für die Fahrt nach Westafrika. Die Strömung ist am stärksten zur Zeit des nördlichen Sommers, wo sie durch den SW-Monsun einen Antrieb erfährt. Dann kommen Versetzungen von 20—30 sm im Etmal vor; in der Nähe des Landes, besonders bei Kap Palmas, steigt die Geschwindigkeit auf 60 sm und mehr. Das Gebiet der Strömung ist keilförmig wie das der Kalmen. Im nördlichen Winter liegt die Spitze des Keils auf etwa 25° W, im Sommer greift das Gebiet bis 40° W hinaus.

3. Der Golfstrom. Die im Golf von Mexiko aufgestauten Wassermassen brechen mit großer Geschwindigkeit durch die Floridastraße als Floridaströmung oder Golfströmung im engeren Sinne hervor. An sie schließt sich bei den Bahama-Inseln die Antillenströmung mit ihren wesentlich größeren Wassermengen an. Die vereinigten Strömungen bilden dann als Golfstrom die mächtigste auf der Erde vorkommende Wasserbewegung. Die Floridaströmung erreicht in der Enge zwischen Florida und den Bahama-Inseln eine Durchschnittsgeschwindigkeit von 72 sm im Etmal, zeitweise steigt die Geschwindigkeit über 120 sm im Etmal.

Das Golfstromwasser zeichnet sich aus durch hohe Temperatur, durch tiefblaue Farbe, die besonders gegen das grünliche Wasser der kalten Küstenströmungen absticht, sowie durch hohen Salzgehalt.

Der Strom folgt außerhalb der 200-Meter-Grenze zunächst dem Schelfrande der amerikanischen Ostküste in nordöstlicher Richtung bis zum Kap Hatteras. Dann wendet er sich mehr östlich und läuft auf etwa 40° Nordbreite unter dem Einfluß der Westwinde quer über den Atlantischen Ozean. Dabei nimmt seine Geschwindigkeit und Beständigkeit mehr und mehr ab; besonders an seiner südöstlichen Außenkante werden die Grenzen verwaschen und wechselnd. Nicht selten findet man hier starke rücklaufende Wasserbewegungen. Bei weiterem Fortschreiten beginnt der Golfstrom oder die Atlantische Strömung, wie sie jetzt genannt wird, sich fächerförmig zu verteilen. Südöstlich und später südlich abkurvende Zweige stellen als Kanarische Strömung einen allerdings nur schwachen und unbeständigen Ergänzungsstrom zur Nordäquatorialtrift her. Östlich fließende Teile stoßen in die Biskaya-See und den Kanal vor, nördlich und nordöstlich setzende Teile laufen an der Außenseite der britischen Inseln und der norwegischen Küste entlang, ihr Einfluß ist bis Spitzbergen und jenseits des Weißen Meeres bei der Insel Nowaja Semlja fühlbar. Ein nordwestlicher Zweig endlich setzt nach der Südküste von Island hinüber und schließt sich der gleich zu besprechenden Ostgrönlandströmung an.

Der Golfstrom ist für das Klima von Europa von nicht zu überschätzender Bedeutung. Die Vorteile der Warmwasserheizung, als die man den Golfstrom bezeichnet hat, kommen Europa und nicht Nordamerika zugute, weil die westlichen Winde die Golfstromluft nach Europa führen.

Wenn auch der Golfstrom im allgemeinen für die heutige Großschifffahrt des Nordatlantischen Ozeans nicht unmittelbar von erheblicher Bedeutung ist, so hat er doch mittelbar dort einen starken Einfluß, wo das warme Golfstromwasser mit eiskalten, von Norden kommenden Strömungen zusammentrifft.

Innerhalb des geschilderten großen, im Uhrzeigersinn laufenden Stromkreises des Nordatlantischen Meeres finden wir das nahezu stromfreie Gebiet der Sargassosee. Dieses ungefähr elliptisch begrenzte zentrale Gebiet des Ozeans ist das am stärksten durchwärmte Meeresgebiet der ganzen Erde. Man fand hier noch in Tiefen von 800 m Wassertemperaturen von $+10^{\circ}$. Es ist ausgezeichnet durch klares, tiefblaues Wasser, in dem kleinere oder größere Mengen von Blasen-tang schwimmen. Dieses „Golfkraut“ ist zum kleinen Teil durch den Golfstrom von den westindischen Inseln herangebracht, die größere Menge entsteht durch vegetative Vermehrung in der Sargassosee selbst. Bemerkenswert ist die Sargassosee als Brutstätte der europäischen und nordamerikanischen Flußaale.

4. Arktische Strömungen im Nordatlantik. An der Ostküste von Grönland setzt die kalte, mit Treibeis beladene Ostgrönlandströmung in südwestlicher Richtung. Infolge der Ablenkung durch die Erddrehung hält sich der Strom eng an der Küste, biegt bei Kap Farvel um die Südspitze Grönlands und bewirkt, daß z. B. der Hafen Julianehaab länger eisbesetzt bleibt als das nördlichere Godthaab. Dem nördlicher gelegenen Küstenstrich kommt nämlich eine Abzweigung des Golfstromes zugute, die an der linken Flanke den kalten, salzarmen Ostgrönlandstrom begleitet. Nördlich von 63° kommt dieses warme und salzige Golfstromwasser an die Küste, indem der kalte Strom untertaucht. Der Strom läuft dann, sich an der Grönländischen Küste haltend, bis in die Davisstraße.

Die Westseite dieser Straße steht unter der Herrschaft einer von Norden aus der Baffinsbucht kommenden kalten, Eisberge verfrachtenden Strömung.

Diese Eisberge sind Bruchstücke der westgrönländischen Gletscher. Diese schieben ihre Eismassen langsam ins Meer vor; durch den Auftrieb bricht dann von Zeit zu Zeit ein Stück vom Gletscherfuß ab. Nach oft jahrelangem Festsitzen in der Nähe der Küste gelangen die so entstandenen Eisberge in den Bereich des südlichen Stromes (siehe S. 124).

Weiter vordringend, fließt dieser Südstrom als Labradorstrom wegen der Erdrotation hart an der Küste entlang und stößt dann an der Ostküste der Neufundlandbank rechtwinklig in die Flanke des Golfstromes. Dadurch entstehen auf geringe Entfernungen große Unterschiede in der Wassertemperatur, was zu unruhigem und oft stürmischem Wetter Veranlassung gibt. Wenn südliche Winde warme Golfstromluft über das kalte Wasser führen, so entstehen die berühmten Neufundlandnebel (s. 26).

Das Wasser des Labradorstromes ist, obwohl es geringeren Salzgehalt hat, wegen seiner niedrigen Temperatur spezifisch schwerer als das Golfstromwasser. Deshalb taucht der kalte Strom zum großen Teil unter das warme Wasser, ein anderer Teil schiebt sich zwischen den Golfstrom und die amerikanische Küste. Der kalte Küstenstrom ist bis in die Subtropen, bei Kap Hatteras, fühlbar und unter dem Namen

„Kalte Mauer“ (cold wall) bekannt. Sprünge von 10° bis 15° C in der Wassertemperatur wurden an der Westgrenze des Golfstromes innerhalb weniger Seemeilen beobachtet.

Der Labradorstrom bringt außer Eisbergen zeitweise auch große Mengen von Feldeis mit sich. Es stammt größtenteils aus den Fjorden von Labrador und erreicht schon im Februar, wenn es durch ablandige Winde von seinen Ursprungsstätten hinweggetrieben wird, das Maximum seiner Häufigkeit. Die Hauptzeit der Eisberge fällt in die Monate April bis Juli. Die tiefgehenden Eisberge stranden entweder auf den Neufundlandbänken oder sie werden vom Labradorstrom in das Golfstromwasser hineingeschoben und schmelzen hier schnell ab. Welche unmittelbare Gefahr sie zeitweise für die Schifffahrt nach Nordamerika bilden, ist bekannt.

5. Südäquatorialtrift des Atlantischen Ozeans und die von ihr bei Kap San Roque abzweigende Brasilströmung sind schon oben erwähnt.

Der südliche Teil des Atlantischen Ozeans steht unter der Herrschaft der Westwindtrift. Nachdem sich diese als Kap Horn-Strom mit Geschwindigkeiten von 30 sm im Etmal und mehr zwischen Graham Land und dem Kap Horn durchgezwängt hat, breiten sich ihre Wasser weit aus. Ein Zweig, die Falklandströmung, schwenkt infolge der Ablenkung durch die Erddrehung entschieden nach links ab und dringt an der Außenkante des patagonischen Schelfes bis in die La Plata-Gegend vor.

Das grünliche kalte Wasser dieses Stromes ist durch großen Fischreichtum ausgezeichnet, was wiederum zur Folge hat, daß sich große Scharen von Seevögeln (Albatrosse und Kaptauben) über ihm aufhalten. In manchen Jahren führt die Strömung viele Eisberge mit sich. Wenn östliche oder nördliche Winde vom warmen Brasilstrom herüberwehen, so bilden sich über dem kalten Wasser dichte Nebel. Auch hier ist, wie beim Golfstrom, das Zusammentreffen von warmem und kaltem Wasser die Veranlassung zur Entstehung von Stürmen.

Die Hauptmasse der Westwindtrift nimmt nach dem Passieren der Falklandinseln die Richtung ONO an, läuft auf das Kap der Guten Hoffnung zu und entsendet an der Ostseite des Ozeans einen kräftigen Zweig nordwärts, der als Benguela-Strömung an der Südwestküste Afrikas entlangläuft. Dieser Strom führt dann, nach W umbiegend, vermehrt um Auftriebwasser, viel kaltes Wasser in den Rücken der Südäquatorialtrift.

Während die Temperatur im nördlichen Atlantischen Ozean durch den Zufluß des Golfstromwassers übernormal ist, hat der südliche in seinen Oberflächenschichten wegen der Wegführung von warmem Wasser durch den Guyana-Strom und der Zuführung von kaltem Wasser durch die Benguelaströmung erhebliche Untertemperatur, ganz besonders an der östlichen Seite.

92. Strömungen im Stillen Ozean. 1. Die Nordäquatorialströmung setzt im Gebiete des NO-Passats im Raum zwischen dem Wendekreis und 10° N bis 5° N von Kalifornien über eine Strecke von mehr als 8000 Seemeilen nach den Philippinen mit einer Geschwindigkeit von 15—25 sm im Etmal. Beim Auftreffen auf die Philippinen zweigt ein kleiner Teil des Wassers nach Süden ab und geht in die äquatoriale Gegenströmung über; der Hauptteil wendet sich nach N, wobei er im Nordsommer vom SO-Monsun weiter angetrieben wird. Zu dieser Zeit schließen sich ihm Wassermassen an, die aus dem Südchinesischen Meer durch den Monsun herangeführt werden, während im Nordwinter umgekehrt der Strom einen Zweig in das Südchinesische Meer entsendet.

2. Kuroschio. Die Fortsetzung des Stromes umarmt dann als Kuroschio (blaues Salz) die Japanischen Inseln, die durch ihn ein mildes und regenreiches Klima erhalten. Der Kuroschio hat fast alle Eigenschaften des Golfstromes — hohe Temperatur, tiefblaue Farbe und hohen Salzgehalt — wenn er auch in der Größe der Geschwindigkeit hinter dem Golfstrom zurückbleibt.

Wenn der östlich von Japan entlang laufende Kuroschio auf 40° bis 45° Breite in den Bereich der Westwinde kommt, so verläßt er die Küste, während gleichzeitig eine kalte Strömung — allerdings ohne Eisberge — aus der Bering-See in seine linke Flanke fällt. Nachdem das Wasser als Westwindtrift den Ozean in der Richtung von W nach O durchmessen hat, teilt sich die Strömung an der amerikanischen Küste in die nördlich laufende Alaska-Strömung und den südlich setzenden Kalifornischen Strom, der den im Zeigersinn laufenden Hauptstromkreis des nördlichen Stillen Ozeans schließt.

3. Oyaschio. Im Nordwinter treiben im westlichen Beringsmeer starke Nordostwinde kaltes Wasser zwischen Kamtschatka und den Aleuten nach S und SW. Im Ochotskischen Meer drängen dann starke Nordwest- und Nordwinde kaltes Oberflächenwasser durch die Kurilen in den Ozean. Beide Triften vereint bilden den kalten, aber eisfreien Oyaschio (gelbes Salz), der an der Ostseite Nippons nach SW setzt und auf etwa 38° N auf den warmen Kuroschio trifft. Wir finden also im Nordwinter hier ähnliche Verhältnisse wie im Atlantischen Ozean bei den Neufundlandbänken.

4. Die Südäquatorialströmung des Stillen Ozeans setzt schwach an der Küste von Peru ein. Nach W fortschreitend nimmt sie an Geschwindigkeit zu und ist bei den Galapagos-Inseln sehr stark, besonders während des südlichen Winters. Wie der Passat, so greift auch die Südäquatorialströmung etwas über den Äquator hinüber. Im westlichen Teil des Stillen Ozeans wird die Strömung von den wechselnden Monsunen beeinflusst. Im Südwinter treibt der SO-Passat (der auch SO-

Monsun genannt wird) das Wasser in vorwiegend westlicher Richtung. Nördlich von Neu-Guinea biegen dann große Teile der Strömung in die äquatoriale Gegenströmung um. Im südlichen Sommer dagegen wird

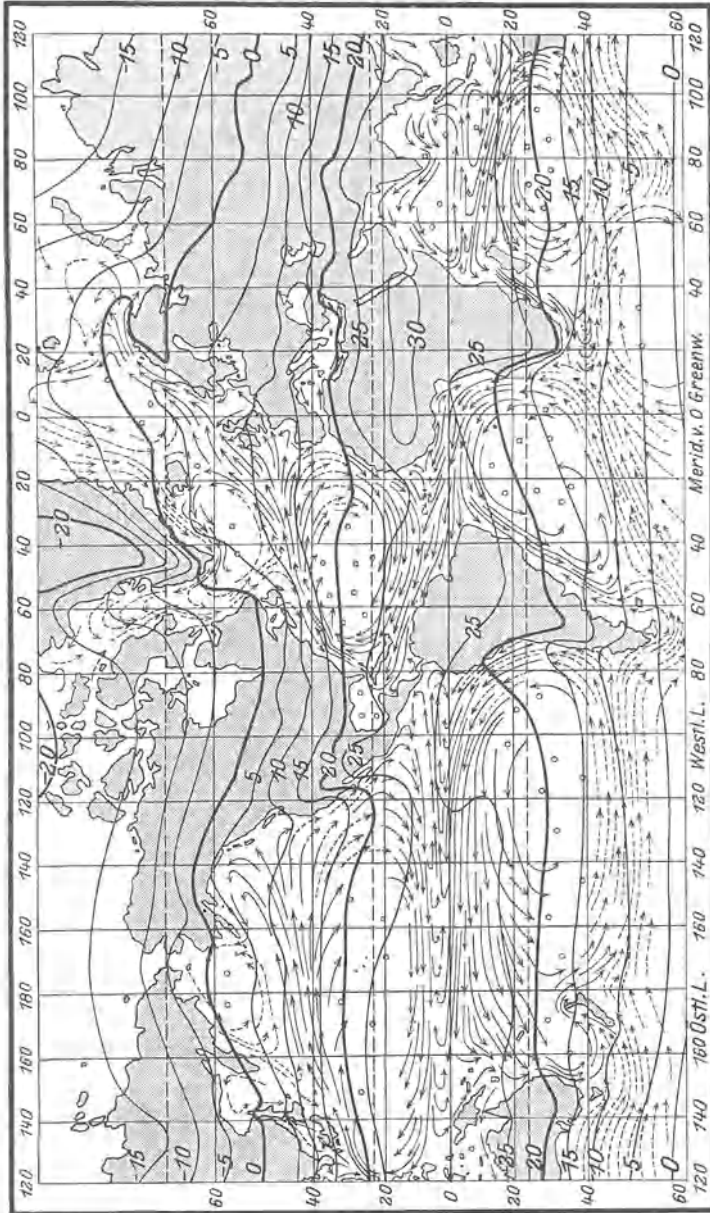


Abb. 66. Jahresisothermen der Luft und Oberflächenströmungen der Meere im Nordwinter.
 Jahresisothermen an der Erdoberfläche in Celsiusgraden. Die Pfeile schwimmen mit dem Strom und geben die vorherrschende Stromrichtung. — Relativ warme Strömung. - - - - - Relativ kalte Strömung. \circ \circ \circ Häufige Stromstillen.

der Hauptteil des Südäquatorialstromes schon zwischen den Südseeinseln nach S abgedrängt. Nördlich von Australien herrscht dann der NW-Monsun, der kräftige Versetzungen nach O und SO erzeugt. Dadurch wird die an der Ostküste von Australien das ganze Jahr südlich fließende ostaustralische Strömung verstärkt.

5. Äquatoriale Gegenströmung. Im Stillen Ozean zieht die warme Äquatoriale Gegenströmung im Stillengebiet als 2—5° breites Band von W nach O über eine Strecke von 9000 sm von den Palau-Inseln (östlich von den Philippinen) bis zur Westküste von Mittelamerika. Sie ist im nördlichen Sommer, wo sie zwischen 5° N und 10° N zu finden ist, stärker als im Winter, wo sich ihr Gebiet auf 5—7° N beschränkt, und wo die Strömung erst östlich von den Marshall-Inseln beginnen soll. Im Mittel werden östliche Versetzungen von 24 sm im Etmal gefunden, doch kommen im nördlichen Sommer stellenweise erheblich höhere Werte vor. Diese Strömung ist eine ausgesprochene Kompensationsströmung, nur an der amerikanischen Seite erhält sie zur Zeit des nördlichen Sommers einen Antrieb durch den SW-Monsun. An der amerikanischen Küste teilen sich die Stromfäden der äquatorialen Gegenströmung nach N und S und laufen in die Äquatorialtriften über.

6. Die Westwindtrift des südpazifischen Ozeans und ihre Ausläufer. Im Südosten von Australien und bei Neuseeland geht die ostaustralische Strömung in die Westwindtrift über. Diese setzt ihren Weg nach O fort und spaltet sich an der amerikanischen Küste in etwa 45° S. Der nordwärts fließende Teil wird Peruanische oder Humboldt-Strömung genannt. Das kühle Wasser des Perustromes wird an der peruanischen Küste noch vermehrt durch kaltes Auftriebwasser. Dadurch kommt es, daß bei der Einmündung dieser Strömungen in die Südäquatorialtrift unter dem Äquator Wasser von nicht mehr als 20° C angetroffen wird. Der südlich von 45° oder 50° südlicher Breite liegende Teil der Westwindtrift fließt südostwärts längs der Chilenischen Küste und umströmt dann Feuerland und Kap Horn. Durch die Einengung seines Bettes von Norden her erreicht dieser Kap Hornsstrom südlich von Kap Horn eine ziemliche Stärke. Östlich von Feuerland breitet sich der Strom fächerartig nach Norden und Osten aus.

93. Strömungen im Indischen Ozean. 1. Die Passattrift und ihre Ausläufer. Im südlichen Teil des Indischen Ozeans treffen wir wieder einen gegen den Uhrzeiger laufenden Hauptstromkreis an. Die SO-Passattrift reicht hier aber nicht bis zum Äquator, sondern entsprechend dem Passatgebiet nur bis 8° oder 10° südlicher Breite. Zur Zeit des SW-Monsuns (Nordsommer) umströmt die Südäquatorialströmung die Chagos- und Seychelleninseln; im Nordwinter dagegen

bleibt sie südlich davon. Diese große Westbewegung stößt zunächst auf Madagaskar und spaltet sich hier an der Ostküste in der Nähe der Inseln Mauritius und Réunion. Der eine Arm weicht südwärts aus, der andere wendet sich nordwärts und umspült im kräftigen Laufe Kap Amber von SO her nach W und breitet sich dann fächerförmig auf die afrikanische Küste zu aus, wo er sich bei Kap Delgado zum zweiten Male teilt. Der nach N abbiegende Teil verstärkt während des SW-Monsuns den Triftstrom im Arabischen Meere. Zur Zeit des NO-Monsuns speist er die unterhalb der Linie nach O setzende Äquatorialgegenströmung. Der durch den Mozambiquekanal als Mozambiqueströmung nach S setzende Zweig vereinigt sich mit dem an der Ostküste Madagaskars nach S fließenden Wasser und bildet mit ihm zusammen die längs der afrikanischen Küste in südwestlicher Richtung fließende Agulhas-Strömung. In ihr sind Versetzungen bis zu 100 sm im Etmal beobachtet worden. Dieser Strom trifft an der Südspitze Afrikas auf die Westwindtrift und wird von ihr in östlicher Richtung mitgenommen. Der Zusammenstoß des tiefblauen Wassers der Agulhas-Strömung mit dem grünlichen, bis 10° kälteren Wasser der Westwindtrift erzeugt ein ungleich temperiertes Wassergemisch, das sich von 10° O bis weit in den Indischen Ozean hinein verfolgen läßt. Eine reiche Vogelwelt, Nebel bei nördlichem Wind und unruhiges Wetter sind auch hier die Begleiter des kalten Wassers bei seinem Zusammenreffen mit der warmen Strömung.

Die Agulhas-Strömung ist für die Umsegelung des Kaps der Guten Hoffnung von großer Bedeutung. Für die von O nach W fahrenden Schiffe ist erste Regel, tunlichst unter Land zu bleiben, um den Agulhas-Strom möglichst auszunutzen und gleichzeitig das Schiff gewissermaßen in Landschutz vor den brausenden WNW-Stürmen zu halten. Da sowohl der Wind als auch die See hier oft genau entgegengesetzte Richtung haben wie die Strömung, so entstehen gewaltige, für tief beladene Schiffe gefährliche Wellen, die das Kap der Guten Hoffnung bei den Seeleuten von jeher berüchtigt gemacht haben.

Von W nach O segelnde Schiffe dagegen haben sich weit genug südlich zu halten, um den Gegenstrom zu vermeiden und zugleich den westlichen Wind gut ausnützen zu können.

Die Westwindtrift fließt dann weiter in östlicher Richtung und entsendet an der Westküste von Australien die Westaustralische Strömung nordwärts als Ergänzungsstrom für die Südäquatorialtrift.

2. Monsuntriften. Im nördlichen Indischen Ozean wechseln die Strömungen mit den Monsunen.

Im nördlichen Winter, also zur Zeit des NO-Monsuns sind die Strömungen schwächer als im SW-Monsun und im allgemeinen nach W gerichtet. An der Ostseite wird das Wasser aus der Malakka-Straße herausgesogen; am stärksten läuft der westliche Strom südlich von Ceylon, wo 60 sm im Etmal beobachtet wurden. An der Westseite wird

das Wasser in den Golf von Aden hineingetrieben, wodurch in der Straße von Bab el Mandeb ein in das Rote Meer hineinsetzender Strom entsteht. An der afrikanischen Küste haben wir einen kräftigen Strom nach SW, der nach Überschreiten des Äquators nach SO und O abgedrängt wird und zusammen mit Wassermassen aus der Südäquatorialtrift in eine äquatoriale Gegenströmung übergeht.

Im nördlichen Sommer sind die Strömungen im allgemeinen nach O gerichtet. Von der Äquatorialtrift zweigt an der afrikanischen Küste ein starker Strom nach NO ab. Er läuft an der Somaliküste entlang, wo Stromversetzungen bis 100 sm im Etmaal beobachtet wurden. Aus dem Golf von Aden wird das Wasser herausgesogen, was für die

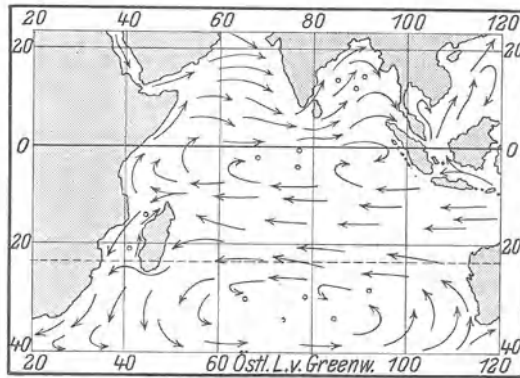


Abb. 61. Oberflächenströmungen des Indischen Ozeans im nördlichen Sommer.

Straße von Bab el Mandeb für die Monate Juni bis September einen aus dem Roten Meer herauslaufenden Strom zur Folge hat. An der Malabarküste läuft entsprechend dem Küstenverlauf ein starker Strom nach SSO. Am stärksten ist die Ostströmung südlich von Ceylon. Westwärts bestimmte Dampfer legen mit Vorteil ihre Route bis auf etwa 1° N hinunter; sie werden dort weniger durch den kräftigen Monsun und die starke Strömung behindert.

Eine äquatoriale Gegenströmung ist im Indischen Ozean nur im nördlichen Winter vorhanden. Wie schon erwähnt, biegen zu dieser Zeit die an der Somaliküste nach SW setzende NO-Monsuntrift und der nördliche Zweig der Äquatorialtrift nach O um. Die dadurch entstehende Gegenströmung wird bei ihrem Fortschreiten nach O noch weiter angetrieben durch den zu dieser Zeit zwischen dem Äquator und 10° S wehenden NW-Monsun. Während des NO-Monsuns sind also bis 10° Südbreite zwei deutlich ausgeprägte Stromringe vorhanden, im Hochsommer dagegen nur einer.

IV. Von den Gezeitenströmungen.

Die Gezeiten sind Wellen von riesigen Dimensionen, die durch das Zusammenspiel der Anziehungskräfte des Mondes und der Sonne auf das Wasser der Ozeane entstehen. Die vom Mond und der Sonne erzeugten Wellen durchdringen einander in den verschiedensten Richtungen und Phasen, so daß an einzelnen Orten nur die Mondwelle, an andern nur die Sonnenwelle, im allgemeinen aber eine Vereinigung der beiden Wellen in Erscheinung tritt, die wir Gezeitenwelle nennen. Man versteht unter „Tiden“ das regelmäßige Heben und Senken des Meeresspiegels, und zwar nennt man das Steigen des Wassers von Niedrigwasser bis Hochwasser: Flut, das Fallen von Hochwasser bis Niedrigwasser: Ebbe.

Der Verlauf der Gezeitenwelle über die offenen Ozeane ist nicht genau festgestellt. Von ihr herrührende Strömungen sind auf hoher See nicht bemerkbar, sondern nur an den Küsten und in engeren Gewässern. Überall da, wo die Flutwelle keine oder nur geringe Hindernisse findet, läuft der Flutstrom ungefähr von drei Stunden vor bis drei Stunden nach Hochwasser, der Ebbestrom von drei Stunden vor bis drei Stunden nach Niedrigwasser; beide erreichen ihre größte Stärke bei Hoch- bzw. bei Niedrigwasser. Setzen sich aber dem Fortschreiten der Flutwelle Hindernisse, wie ansteigender Meeresboden, Verengung des Strombettes, Küsten usw., entgegen, so erfolgt eine Annäherung des Stromwechsels an die Hoch- und Niedrigwasserzeit, die bis zum Zusammenfallen beider sich steigern kann, so daß dann die Regel gilt: Solange das Wasser steigt, läuft Flutstrom, solange das Wasser fällt, Ebbestrom.

Daraus ergibt sich, daß allein aus der Kenntnis der Zeit des Hochwassers noch nichts über die Stromverhältnisse gefolgert werden kann. Man wird innerhalb drei Stunden, je nach der Behinderung der Fortpflanzung der Flutwelle, alle möglichen Zwischenzeiten zwischen Hoch- bzw. Niedrigwasser einerseits und dem Stromwechsel andererseits erwarten können. Man muß sich nur vor der falschen Anschauung hüten, daß das Steigen des Wassers immer gleichbedeutend mit Flutstrom und das Fallen des Wassers immer gleichbedeutend mit Ebbestrom sei. Auf der Strecke Cuxhaven-Hamburg setzt der Flutstrom mit einer stündlichen Durchschnittsgeschwindigkeit von 1,5 sm, während das Hochwasser mit einer Geschwindigkeit von 15 sm in der Stunde vorwärts schreitet. Der Flutstrom setzt bei Cuxhaven noch $1\frac{1}{2}$ Stunden nach Hochwasser elbeaufwärts, während der Wasserspiegel schon wieder sinkt.

Die Kenntnis der Gezeitenströme ist für die Navigation von großer Wichtigkeit. Aus dem Gesagten ergibt sich aber, daß der Verlauf der

Gezeitenströmungen infolge ihrer Abhängigkeit von Bodengestalt, Küstengestaltung, Breite des Flußbettes usw. für jede Gegend getrennt betrachtet werden muß und daß sich allgemeine Regeln dafür nicht aufstellen lassen. So ist z. B. die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Flutwelle in tiefem Wasser größer als in flachem Wasser, ferner ist der Wind von großer Bedeutung usw. Eine Erklärung für die Entstehung der Gezeiten und eine Anweisung für ihre Berechnung findet man in den Lehrbüchern der Nautik. Ausführliche Angaben für die einzelnen Gegenden enthalten die verschiedenen Seehandbücher der Marineleitung sowie die jährlich erscheinenden Gezeitentafeln der Deutschen Seewarte und der „Atlas der Gezeiten und Gezeitenströme für das Gebiet der Nordsee, des Kanals und der britischen Gewässer“, herausgegeben von der Deutschen Seewarte. Das Material für die Berechnung der Gezeiten und Gezeitenströmungen in den Auslandshäfen ist zum Teil noch recht lückenhaft. Die Deutsche Seewarte hat alle diesbezüglichen Wünsche in ihren „Kapitänsfragebogen“ niedergelegt, um deren sorgfältige Beantwortung alle Nautiker gebeten werden.

Anhang.

Tafel I. Beschickung des metrischen Barometerstandes auf den Gefrierpunkt.
Über 0° abziehen! Unter 0° zuzählen!

Temp. a. Bar. in C°	700	710	720	730	740	750	760	770	780	790
	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm	mm
0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3
3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8
7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
8	0,9	0,9	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
9	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,2	1,2
10	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3
11	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4
12	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5
13	1,5	1,5	1,5	1,5	1,6	1,6	1,6	1,6	1,6	1,7
14	1,6	1,6	1,6	1,7	1,7	1,7	1,7	1,8	1,8	1,8
15	1,7	1,7	1,8	1,8	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9	1,9
16	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1
17	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2
18	2,0	2,1	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3	2,3
19	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4
20	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5	2,6
21	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5	2,6	2,6	2,6	2,7	2,7
22	2,5	2,5	2,6	2,6	2,6	2,7	2,7	2,8	2,8	2,8
23	2,6	2,7	2,7	2,7	2,8	2,8	2,8	2,9	2,9	3,0
24	2,7	2,8	2,8	2,8	2,9	2,9	3,0	3,0	3,0	3,1
25	2,8	2,9	2,9	3,0	3,0	3,0	3,1	3,1	3,2	3,2
26	3,0	3,0	3,0	3,1	3,1	3,2	3,2	3,3	3,3	3,3
27	3,1	3,1	3,2	3,2	3,2	3,3	3,3	3,4	3,4	3,5
28	3,2	3,2	3,3	3,3	3,4	3,4	3,5	3,5	3,5	3,6
29	3,3	3,3	3,4	3,4	3,5	3,5	3,6	3,6	3,7	3,7
30	3,4	3,5	3,5	3,6	3,6	3,7	3,7	3,7	3,8	3,8
31	3,5	3,6	3,6	3,7	3,7	3,8	3,8	3,9	3,9	4,0
32	3,6	3,7	3,7	3,8	3,8	3,9	3,9	4,0	4,0	4,1
33	3,7	3,8	3,9	3,9	4,0	4,0	4,1	4,1	4,2	4,2
34	3,9	3,9	4,0	4,0	4,1	4,1	4,2	4,2	4,3	4,4
35	4,0	4,0	4,1	4,1	4,2	4,3	4,3	4,4	4,4	4,5
36	4,1	4,1	4,2	4,3	4,3	4,4	4,4	4,5	4,6	4,6
37	4,2	4,3	4,3	4,4	4,4	4,5	4,6	4,6	4,7	4,7
38	4,3	4,4	4,4	4,5	4,6	4,6	4,7	4,7	4,8	4,9
39	4,4	4,5	4,6	4,6	4,7	4,7	4,8	4,9	4,9	5,0
40	4,5	4,6	4,7	4,7	4,8	4,9	4,9	5,0	5,1	5,1

Tafel II. Beschickung des metrischen Barometerstandes auf den Meeresspiegel.

Höhe des Barometers über dem Meeresspiegel in m.

Beschickung in Millimetern zuzählen!

Höhe in m	Luftwärme in C° (A u ß e n t e m p)					
	-10°	0°	+10°	+20°	+30°	+40°
0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2
4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3
5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4
6	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5
7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6
8	0,8	0,8	0,7	0,7	0,7	0,7
9	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,7
10	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,8
11	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9
12	1,2	1,1	1,1	1,1	1,0	1,0
13	1,3	1,2	1,2	1,1	1,1	1,1
14	1,4	1,3	1,3	1,2	1,2	1,1
15	1,5	1,4	1,4	1,3	1,3	1,2
16	1,6	1,5	1,5	1,4	1,4	1,3
17	1,7	1,6	1,6	1,5	1,4	1,4
18	1,8	1,7	1,7	1,6	1,5	1,5
19	1,9	1,8	1,7	1,7	1,6	1,6
20	2,0	1,9	1,8	1,8	1,7	1,6

Berechnet für den mittleren Druck 760 mm.

Tafel III.

Beschickung des Barometerstandes auf die mittlere Breite.

(Schwereberichtigung)

Unter 45° Br. abziehen!

Über 45° Br. zuzählen!

Geographische Breite °		730 mm	760 mm	790 mm
0	90	1,9	2,0	2,0
3	87	1,9	2,0	2,0
6	84	1,8	1,9	2,0
9	81	1,8	1,9	2,0
12	78	1,7	1,8	1,9
15	75	1,6	1,7	1,8
18	72	1,5	1,6	1,7
21	69	1,4	1,5	1,5
24	66	1,3	1,3	1,4
27	63	1,1	1,2	1,2
30	60	1,0	1,0	1,0
33	57	0,8	0,8	0,8
36	54	0,6	0,6	0,6
39	51	0,4	0,4	0,4
42	48	0,2	0,2	0,2
45	45	0,0	0,0	0,0

Tafel IV. Umrechnungstafel für Luftdruckwerte von Millimetern Quecksilbersäule in Millibar.

mm	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
700	933,2	934,6	935,9	937,2	938,6	939,9	941,2	942,6	943,9	945,2	
710	946,6	947,9	949,2	950,6	951,9	953,2	954,6	955,9	957,2	958,6	
720	959,9	961,2	962,6	963,9	965,2	966,6	967,9	969,2	970,6	971,9	
730	973,2	974,6	975,9	977,2	978,6	979,9	981,2	982,6	983,9	985,2	
740	986,6	987,9	989,2	990,6	991,9	993,2	994,6	995,9	997,2	998,6	
750	999,9	1001,2	1002,6	1003,9	1005,2	1006,6	1007,9	1009,2	1010,6	1011,9	
760	1013,2	1014,6	1015,9	1017,2	1018,6	1019,9	1021,2	1022,6	1023,9	1025,2	
770	1026,6	1027,9	1029,2	1030,6	1031,9	1033,2	1034,6	1035,9	1037,2	1038,6	
780	1039,9	1041,2	1042,6	1043,9	1045,2	1046,6	1047,9	1049,2	1050,6	1051,9	
790	1053,2	1054,6	1055,9	1057,2	1058,6	1059,9	1061,2	1062,6	1063,9	1065,2	
	mm		0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
	mb		0,1	0,3	0,4	0,5	0,7	0,8	0,9	1,1	1,2

Beispiel: Der auf 0° C, Normalschwere und Meeresspiegel beschickte Luftdruck betrage 753,8 mm.

$$\begin{aligned}
 \text{Dann ist der Luftdruck in Millibar: } & 753 \text{ mm} = 1003,9 \text{ mb} \\
 & 0,8 \text{ mm} = 1,1 \text{ mb} \\
 \hline
 & 753,8 \text{ mm} = 1005,0 \text{ mb}
 \end{aligned}$$

Tafel V. Bezeichnung des Wetters nach Beaufort für Eintragungen in das meteorologische Tagebuch.

Zeichen	Herkunft der Zeichen	Deutsche Bedeutung der Zeichen
b	blue sky	wolkenloser blauer Himmel
c	clouds, detached	teilweise bewölkt, vereinzelte Wolken
d	drizzling	Staubregen
f	foggy	nebelig
g	gloomy	stürmisch aussehendes, trübes Wetter
h	hail	Hagel
l	lightning	Blitzen
m	misty	diesig
o	overcast	ganz bedeckter Himmel
p	passing showers	vorüberziehende Regenschauer
q	squally	böig
r	rain	Regen
s	snow	Schnee
t	thunder	Donner
u	ugly	drohende Luft
v	visible	entfernte Gegenstände sind scharf zu sehen
w	wet, dew	feucht, Tau
z	hazy	häsiges Wetter

Ein- oder mehrfach unterstrichene Buchstaben bedeuten höhere Grade. Z. B. f = starker Nebel, f = sehr dichter Nebel, r = starker Regen, r = wolkenbruchartiger Regen, s = sehr starker Schneefall usw. Auch ein Zusammenziehen mehrerer Zeichen ist möglich, wie z. B. lt = Gewitter oder sq = Schneeböe usw.

Tafel VI. Erklärung der Zeichen in den Wetterkarten.

○ wolkenlos	⚡ Staubsturm	⚡ Gewitter
◐ 1/4 bedeckt	← Eisnadeln	⚡ Wetterleuchten
◑ 1/2 bedeckt	↗ Schneetreiben	(•) Niederschlag i. d. Umg.
◒ 3/4 bedeckt	• Regen	☉ Nach Sprühregen
● bedeckt	* Schnee	☉ „ Regen
∞ Dunst	▽ Schauer	* „ Schnee
≡ Nebel	△ Graupeln	▽ „ Schauer
☉ Sprühregen	▲ Hagel	⚡ „ Gewitter

Ziffern neben dem Ort: arabisch: obere Ziffer Lufttemperatur, untere Ziffer Wassertemperatur, römisch: Seegang. ☉ Windstille, ☉ NW 3. Der Luftdruck ist auf 0°, Meeresspiegel und Schwere in 45° Breite umgerechnet. Temperatur in Celsius. Windstärke nach Beaufortteilung: 0 = Windstille; 12 = Orkan.

Tafel VII. Beaufort-Skala. Windstärken-

Wind. Stärke nach Beaufort	Mittl. Ge- schwindig- keit m/sec	Geschwin- digkeits- stufen m/sec	Mittlere Geschwin- digkeit sm/st	Geschwin- digkeits- stufen sm/st	Mittlere Geschwin- digkeit km/st	Geschwin- digkeits- stufen km/st	Bezeichnung der Windstärke
0	0,2	0—0,5	0,5	0—1	0,9	0—1	Stille
1	1,1	0,6—1,7	2,3	2—3	4,1	2—6	Leiser Zug
2	2,5	1,8—3,3	5,0	4—6	9,2	7—12	Leichte Brise
3	4,3	3,4—5,2	8,4	7—10	15,5	13—18	Schwache Brise
4	6,3	5,3—7,4	12,3	11—14	22,9	19—26	Mäßige Brise
5	8,6	7,5—9,8	16,8	15—19	31,1	27—35	Frische Brise
6	11,1	9,9—12,4	21,7	20—24	40,1	36—44	Starker Wind
7	13,8	12,5—15,2	26,9	25—29	49,9	45—54	Steifer Wind
8	16,7	15,3—18,2	32,6	30—35	60,3	55—65	Stürmischer Wind
9	19,9	18,3—21,5	38,7	36—41	71,6	66—77	Sturm
10	23,3	21,6—25,1	45,4	42—48	84,1	78—90	Schwerer Sturm
11	27,1	25,2—29,0	52,6	49—56	97,5	91—104	Orkan- artiger Sturm
12	—	über 29	—	über 56	—	über 104	Orkan

und Seegangsbezeichnungen.

Fahrt und Segelführung beim Winde an Bord eines großen Segelschiffes mit doppelten Marsraaen.	Seegang nach Beaufort	Auswirkung des Windes auf die See	Auswirkung des Windes auf Gegenstände an Land
Keine Steuerfähigkeit im Schiff.	0 Schlicht	Spiegelglatte See.	Vollkommene Windstille.
Eben steuerfähig; alle Segel bei.	1 Sehr ruhige See	Es bilden sich kleine, schuppenförmig aussehende Wellen, ohne jedoch Schaumkämme zu setzen.	Der Rauch steigt noch fast gerade empor.
1—2 Knoten, wenn „gut voll“.	2 Ruhige See	Die Wellen sind kurz und ausgeprägter; ihre Kämme beginnen sich zu brechen; der Schaum ist nicht mehr weiß, sondern von glasigem Aussehen.	Hebt leichte Wimpel und bewegt die Blätter der Bäume.
3—4 Knoten, wenn „gut voll“.			Bewegt eine Flagge und kräuselt die Oberfläche stehender Gewässer.
5—6 Knoten, wenn „gut voll“.	3 Leicht bewegte See	Die Wellen werden länger, es bilden sich vielfach weiße Schaumköpfe; die sich brechende See verursacht ein kurz anhaltendes Rauschen.	Streckt einen Wimpel; bewegt kleine Zweige und unbelaubte schwächere Baumäste.
Man führt noch Oberbramsegel.	4 Mäßig bewegte See	Die Wellen nehmen eine ausgeprägtere, lange Form an; überall bilden sich weiße Schaumkämme; das Brechen der See geht unter stärkerem Geräusch vor sich und hört sich wie ein beständiges Murmeln an.	Streckt größere Flaggen; bewegt unbelaubte größere Äste; wirft auf stehenden Gewässern Wellen.
Man führt noch Bramsegel.	5 Ziemlich grobe See	Die Bildung größerer Wellenberge beginnt; die weißen Schaumkämme nehmen größere Flächen ein; das Brechen der See geht unter dumpfem, rollendem Geräusch vor sich.	Wird an Häusern und anderen festen Gegenständen hörbar. Bewegt große Äste. Wellen auf stehenden Gewässern zeigen vereinzelt Schaumköpfe.
Man führt noch Marssegel und Klüver.	6 Grobe See	Die See türmt sich, der sich beim Brechen bildende weiße Schaum legt sich in Streifen zur Windrichtung. Das Geräusch der sich brechenden See ist in größerer Entfernung hörbar.	Bewegt schwächere Bäume. Wirft auf stehenden Gewässern Wellen mit vielen Schaumköpfen.
Man führt noch gereifte Obermarssegel und Untersegel.	7 Hohe See	Höhe und Länge der Wellenberge und -kämme nehmen sichtlich zu. Schaum legt sich in dichteren Streifen zur Windrichtung. Das bekannte Rollen der See beginnt.	Bewegt starke Bäume, bricht Zweige und Äste ab. Ein gegen den Wind schreitender Mensch wird merklich aufgehalten.
Man führt noch Untermarssegel und Untersegel.			Größere Äste werden abgebrochen, Dächer beschädigt.
Man führt noch Großuntermarssegel und gereifte Fock.	8 Sehr hohe See	Hohe Wellenberge mit langen, sich überstürzenden Kämmen. Die Meeresoberfläche gewinnt im ganzen ein weißes Aussehen. Das Rollen der See wird stark und stoßartig.	Bäume werden umgeworfen.
Man führt noch Sturmstagesegel.	9 Gewaltige, schwere See	Die Wellenberge werden so hoch, daß in Sicht befindliche Schiffe sich zeitweise aus Sicht verlieren. Das Rollen der See wird zum Getöse; die See ist mit weißem, streifenartig zur Windrichtung liegendem Schaum bedeckt. Der Wind verweht die Kante der Wellenkämme zu Gischt. Die Luft ist mit dem Gischt des verwehten Meerwassers so angefüllt, daß keine Fernsicht mehr besteht.	Zerstörende Wirkungen schwerer Art.
Man treibt vor Topp und Takel.			Verwüstende Wirkungen.

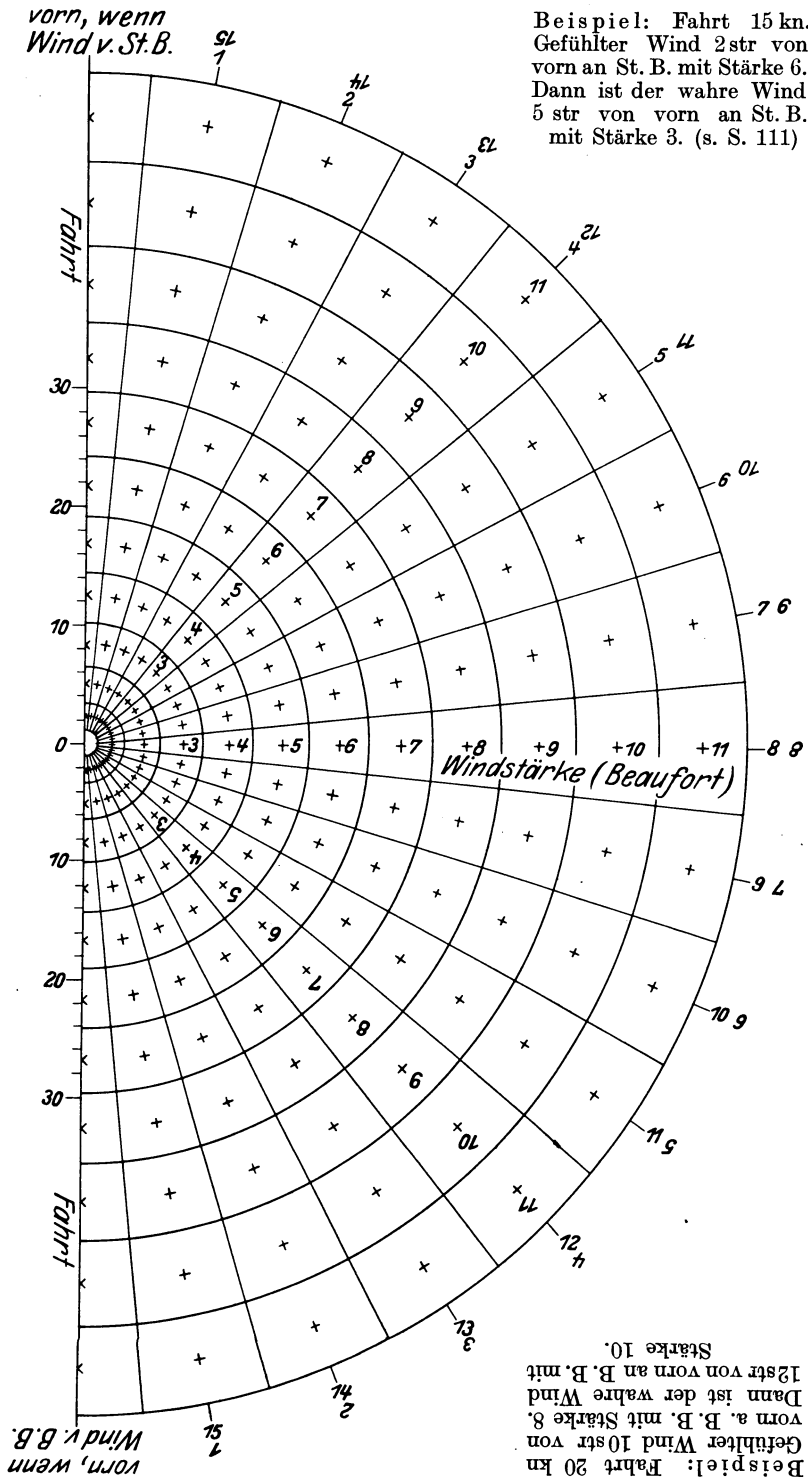
Tafel VIII. Psychrometer-Tafel. Bestimmung der Luftfeuchtigkeit.

Temp. in C°	Psychrometrische Differenz in C-Graden.																																											
	0°	1°			2°			3°			4°			5°			6°			7°			8°			9°			10°															
<i>t</i>	<i>e</i>	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>	<i>a</i>	<i>r</i>	<i>T</i>																
-15	1,4	0,7	57	22	0,8	38	22	<i>e</i> ist der größtmögliche Dampfdruck über Wasser in mm bei der Temperatur <i>t</i> . <i>f</i> ist das Höchstgewicht an Wasserdampf über Wasser in g/m ³ bei der Temperatur <i>t</i> . <i>a</i> ist die absolute Feuchtigkeit in g/m ³ bei der Temperatur <i>t</i> . <i>r</i> ist die relative Feuchtigkeit in % bei der Temperatur <i>t</i> . <i>T</i> ist der Taupunkt, d. h. die Temperatur, bis zu der sich die Luft abkühlen muß, um mit Wasserdampf gesättigt zu sein, abgerundet auf volle Celsiusgrade. Psychrometrische Differenz ist der Unterschied der Temperaturangaben des trockenen und des feuchten Thermometers. Die Werte gelten für alle Barometerstände zwischen 740 und 770 mm.												0,5 15 28			0,6 14 24			0,7 12 23			0,8 11 21			0,9 11 18			1,0 11 16									
-10	2,1	1,4	69	15	1,1	42	20													0,7 24 25			0,8 19 24			0,9 18 20			1,0 16 19			1,1 14 17			1,2 12 17			1,3 11 15			1,4 10 14			
-9	2,3	2,5	1,6	71	13	1,3	45													18	1,0 32 19			1,1 27 17			1,2 25 14			1,3 23 13			1,4 21 11			1,5 19 10			1,6 17 9			1,7 16 8		
-8	2,5	2,7	1,8	73	12	1,5	49													16	1,2 36 17			1,3 34 12			1,4 32 12			1,5 30 11			1,6 28 12			1,7 26 12			1,8 24 11			1,9 22 11		
-7	2,7	3,0	1,9	74	11	1,6	52													14	1,4 39 15			1,5 37 11			1,6 35 8			1,7 33 8			1,8 31 7			1,9 29 8			2,0 27 7			2,1 25 6		
-6	2,9	3,2	2,2	75	10	1,8	54													13	1,6 42 13			1,7 40 9			1,8 38 8			1,9 36 6			2,0 34 5			2,1 32 4			2,2 30 3			2,3 28 2		
-5	3,2	3,4	2,4	77	8	2,0	57													11	1,8 45 11			1,9 43 9			2,0 41 8			2,1 39 7			2,2 37 6			2,3 35 5			2,4 33 4			2,5 31 3		
-4	3,4	3,7	2,6	78	7	2,1	59													10	2,1 47 9			2,2 45 8			2,3 43 7			2,4 41 6			2,5 39 5			2,6 37 4			2,7 35 3			2,8 33 2		
-3	3,7	3,9	2,8	79	6	2,4	61													8	2,4 50 8			2,5 48 6			2,6 46 5			2,7 44 4			2,8 42 3			2,9 40 2			3,0 38 1			3,1 36 0		
-2	4,0	4,2	3,1	80	5	2,7	63													7	2,7 52 6			2,8 50 5			2,9 48 4			3,0 46 3			3,1 44 2			3,2 42 1			3,3 40 0			3,4 38 -1		
-1	4,3	4,5	3,4	81	4	2,9	64													6	3,1 54 5			3,2 52 4			3,3 50 3			3,4 48 2			3,5 46 1			3,6 44 0			3,7 42 -1			3,8 40 -2		
0	4,6	4,8	3,7	82	3	3,2	66													4	3,3 54 5			3,4 52 4			3,5 50 3			3,6 48 2			3,7 46 1			3,8 44 0			3,9 42 -1			4,0 40 -2		
+	4,9	5,2	4,1	83	-1	3,5	68	3	3,5 54 5			3,6 52 4			3,7 50 3			3,8 48 2			3,9 46 1			4,0 44 0			4,1 42 -1			4,2 40 -2														
+	5,3	5,6	4,4	84	0	3,9	69	2	3,7 52 6			3,8 50 5			3,9 48 4			4,0 46 3			4,1 44 2			4,2 42 1			4,3 40 0			4,4 38 -1														
+	5,7	6,0	4,8	84	+1	4,3	70	-1	3,9 69 2			4,0 67 1			4,1 65 0			4,2 63 -1			4,3 61 -2			4,4 59 -3			4,5 57 -4			4,6 55 -5														
+	6,1	6,4	5,2	85	2	4,7	72	0	4,2 60 -1			4,3 58 0			4,4 56 -1			4,5 54 -2			4,6 52 -3			4,7 50 -4			4,8 48 -5			4,9 46 -6														
+	6,5	6,8	5,6	86	3	5,1	73	+1	4,2 60 -1			4,3 58 0			4,4 56 -1			4,5 54 -2			4,6 52 -3			4,7 50 -4			4,8 48 -5			4,9 46 -6														
+	7,0	7,3	6,0	86	4	5,5	75	3	4,2 60 -1			4,3 58 0			4,4 56 -1			4,5 54 -2			4,6 52 -3			4,7 50 -4			4,8 48 -5			4,9 46 -6														
+	7,5	7,8	6,5	87	5	6,0	75	4	4,6 61 0			4,7 59 -1			4,8 57 -2			4,9 55 -3			5,0 53 -4			5,1 51 -5			5,2 49 -6			5,3 47 -7														
+	8,0	8,3	7,0	87	6	6,5	76	5	4,6 61 0			4,7 59 -1			4,8 57 -2			4,9 55 -3			5,0 53 -4			5,1 51 -5			5,2 49 -6			5,3 47 -7														
+	8,6	8,8	7,5	88	7	7,0	77	6	5,5 64 3			5,6 62 +1			5,7 60 0			5,8 58 -1			5,9 56 -2			6,0 54 -3			6,1 52 -4			6,2 50 -5														
+	9,2	9,4	8,1	88	8	7,5	77	6	5,5 64 3			5,6 62 +1			5,7 60 0			5,8 58 -1			5,9 56 -2			6,0 54 -3			6,1 52 -4			6,2 50 -5														
+	9,8	10,0	8,7	88	9	8,1	78	8	6,0 65 4			6,1 63 2			6,2 61 0			6,3 59 -1			6,4 57 -2			6,5 55 -3			6,6 53 -4			6,7 51 -5														
+	10,5	10,7	9,3	89	10	8,1	78	8	6,0 65 4			6,1 63 2			6,2 61 0			6,3 59 -1			6,4 57 -2			6,5 55 -3			6,6 53 -4			6,7 51 -5														

Tafel VIII. (Fortsetzung.)

Temp. in C°	Psychrometrische Differenz in C-Graden.																															
	0°		1°		2°		3°		4°		5°		6°		7°		8°		9°		10°											
	e	f	a	r	T	a	r	T	a	r	T	a	r	T	a	r	T	a	r	T	a	r	T									
+ 13	11,2	11,4	10,0	89	11	8,8	79	9	7,7	69	7	6,6	59	5	5,5	49	3	4,5	40	0	3,5	31	3	2,5	23	7	1,6	14	12	0,7	6	22
+ 14	12,0	12,1	10,7	90	12	9,5	79	11	8,3	70	9	7,2	60	6	6,1	51	4	5,0	42	+1	4,0	33	-2	3,0	25	5	2,0	17	10	1,1	9	17
+ 15	12,8	12,9	11,4	90	13	10,1	80	12	9,0	71	10	7,8	61	8	6,7	53	5	5,6	44	3	4,5	35	0	3,5	27	3	2,5	20	7	1,5	12	13
+ 16	13,6	13,7	12,2	90	14	10,9	81	13	9,7	71	11	8,5	62	9	7,3	54	7	6,2	46	4	5,1	37	+2	4,0	30	-2	3,0	22	5	2,0	15	10
+ 17	14,5	14,5	13,1	90	15	11,7	81	14	10,4	72	12	9,2	63	10	8,0	55	8	6,8	47	6	5,7	39	3	4,6	32	0	3,5	24	3	2,5	17	7
+ 18	15,5	15,4	14,0	91	16	12,6	82	15	11,2	73	13	9,9	65	11	8,7	56	9	7,5	49	7	6,3	41	5	5,2	34	+2	4,1	27	-1	3,0	20	5
+ 19	16,5	16,3	14,9	91	17	13,4	82	16	12,1	74	14	10,7	65	12	9,4	58	10	8,2	50	8	7,0	43	6	5,8	36	3	4,7	29	0	3,6	22	3
+ 20	17,5	17,3	15,9	91	19	14,4	83	17	13,0	74	15	11,6	66	14	10,2	59	12	8,9	51	10	7,7	44	7	6,5	37	5	5,3	31	+2	4,2	24	-1
+ 21	18,7	18,4	16,9	91	20	15,4	83	18	13,9	75	16	12,4	67	15	11,1	60	13	9,7	52	11	8,4	45	9	7,2	39	6	6,0	32	4	4,8	26	+1
+ 22	19,8	19,4	18,0	92	21	16,4	83	19	14,9	75	18	13,4	68	16	12,0	61	14	10,6	54	12	9,2	47	10	7,9	40	8	6,7	34	5	5,5	28	3
+ 23	21,1	20,6	19,2	92	22	17,5	84	20	15,9	76	19	14,4	69	17	12,9	62	15	11,4	55	13	10,1	48	11	8,7	42	9	7,4	36	7	6,2	30	4
+ 24	22,4	21,8	20,4	92	23	18,7	84	21	17,0	77	20	15,4	70	18	13,9	62	16	12,4	56	15	11,0	49	13	9,6	43	11	8,2	37	8	6,9	31	6
+ 25	23,8	23,1	21,7	92	24	19,9	85	22	18,2	77	21	16,5	70	19	14,9	63	18	13,4	57	16	11,9	51	14	10,4	44	12	9,1	39	10	7,7	33	7
+ 26	25,2	24,4	23,0	92	25	21,2	85	23	19,4	78	22	17,7	71	20	16,0	64	19	14,4	58	17	12,9	51	15	11,4	45	13	9,9	40	11	8,6	34	9
+ 27	26,7	25,8	24,5	93	26	22,5	85	24	20,7	78	23	18,9	71	21	17,2	65	20	15,5	59	18	13,9	53	16	12,4	47	15	10,9	41	13	9,4	36	10
+ 28	28,3	27,2	26,0	93	27	24,0	86	25	22,0	79	24	20,2	72	22	18,4	65	21	16,7	59	19	15,0	53	18	13,4	48	16	11,9	42	14	10,4	37	12
+ 29	30,0	28,8	27,6	93	29	25,5	86	26	23,5	79	25	21,6	72	24	19,7	66	22	17,9	60	20	16,2	54	19	14,5	49	17	12,9	43	15	11,4	38	13
+ 30	31,8	30,4	29,3	93	29	27,1	86	27	25,0	79	26	23,0	73	25	21,0	67	23	19,2	61	22	17,4	55	20	15,7	50	18	14,0	44	16	12,4	39	15

Tafel IX. Diagramm zur Bestimmung des wahren Windes aus dem gefühlten Wind und der Fahrt des Schiffes.



Sachverzeichnis.

- | | | |
|---|---|---|
| <p>Abflußstrom 129.
 Absolute Feuchtigkeit 4.
 Absorption der Wärmestrahlen 9.
 Adiabatische Zustandsänderung 3.
 Agulhasstrom 139.
 Alaskastrom 136.
 Aleutentief 59.
 Anemometer 110.
 Antillenstrom 132.
 Antipassat 53.
 Antizyklone 28, 55, 70.
 Äquatorialgegenstrom 132, 138, 140.
 Äquatorialstrom 131, 135, 136.
 Aräometer 122.
 Arktische Strömungen 134.
 Aspirationspsychrometer 109.
 Aufleitfläche 32, 63.
 Auftriebwasser 130.
 Ausschieger 72.
 Ausstrahlung 9.
 Bar 18.
 Barisches Windgesetz 28.
 Barograph 107, 108.
 Barometer 18, 106.
 — Berichtigungen 107, 108, Taf. I, II, III.
 Beaufort-Skala 29, Taf. VII.
 Benguelastrom 132, 135.
 Bjerknes-Theorie 61.
 Blitz 42.
 Blizzard 70.
 Böen 42.
 Böenfront 63.
 Bora 47.
 Boyle-Mariottsches Gesetz 2.
 Brandung 125.
 Brasilstrom 132.</p> | <p>Buy-Ballotsches Gesetz 28.
 Dampfdruck 5.
 Dichte des Meerwassers 122, 130.
 Diffuse Strahlung 9.
 Divergenzen 32.
 Druckstufe im Barogramm 64.
 Dunst 33.
 Dünung 125.
 Dynamische Erwärmung, Abkühlung 3.
 Einbruchflächen 32, 63.
 Eisberge 124, 135.
 Eis des Meeres 124.
 Eisdienst 96, 103.
 Eiskristalle 33, 41.
 Eisregen 41.
 Eisschlüssel 103.
 Eisstaub 41.
 Elektrische Erscheinungen 42.
 Erddrehung, Einfluß auf Wind 25.
 Erwärmung der Luft 3.
 Falklandstrom 135.
 Fallstreifen 37.
 Fallwinde 7, 46.
 Feuchtigkeit 4, 6.
 — Messung 109.
 Flaschenpost 128.
 Floridastrom 133.
 Föhnwind 7, 46.
 Frontgewitter 43, 63.
 „Funktetter“ 99.
 Gasgesetz 2.
 Gegenstrahlung 9.
 Gewitter 42, 63.
 Gewittersack 64, 67.
 Gezeitenstrom 141.
 Glashausswirkung der Luft 10.
 Glatteis 33.
 Golfstrom 59, 133.</p> | <p>Gradient 21, 78.
 Gradientkraft 25.
 Graupeln 33, 41.
 Guineaströmung 132.
 Guyanastrom 132.
 Hagel 33, 41.
 Halo-Erscheinungen 34.
 Harmattan 52.
 Hinderniswolken 37.
 Hochdruckgebiete 20, 22.
 Höfe um Sonne u. Mond 34.
 Humboldtstrom 138.
 Hygrometer 109.
 Inversionen 14.
 Islandtief 59.
 Isobaren 19.
 Isothermen 12, 16, 17.
 — Jahres, der Luft 137.
 Kalifornischer Strom 136.
 Kalmenzone 52, 54.
 Kalte Mauer 135.
 Kältepol 17.
 Kaltfront 63, 65.
 Kanarischer Strom 133.
 Kap Horn-Strom 135, 138.
 Klippenbrandung 127.
 Kondensation des Wasserdampfes 33.
 Kondensationskerne 33.
 Konvektionsströme 11.
 Konvergenzen 31.
 Krimper 72.
 Kuroschio 59, 136.
 Labradorstrom 134.
 Landnebel 35.
 Land- und Seewinde 48.
 Luft, Bestandteile 1.
 — Eigenschaften 2.
 Luftdruck 18.
 — Gefälle 21.
 — Maßeinheiten 18.
 — Messungen 107.
 — Schwankungen 18, 19.
 Lufthülle 1.
 Luftfeuchtigkeit 4, 6, 109.</p> |
|---|---|---|

- Manövrierregeln in Orkanen** 88.
Maßeinheiten des Luftdruckes 18.
Mauritius-Orkane 76, 84.
Meeresräume und Tiefen 120.
Meeresströmungen 127.
 — Allgemeines 127.
 — Messung 128.
 — Schema 131.
 — Ursachen 128.
 — im Atlantischen Ozean 132.
 — im Stillen Ozean 136.
 — im Indischen Ozean 138.
Meerwasser 120, 122.
Mexikanischer Norder 71.
Millibar 18.
Mistral 47.
Monsune 48.
Monsuntriften 139.
Mozambiquestrom 139.
Nebel 33, 34.
Neerstrom 129.
Niederschläge 40.
Norder 71.
Oberflächenströmungen des Meeres 137.
Obs-Deutschland 97.
Okklusion 66.
Orkane, tropische 75.
 — Anzeichen 82.
 — Namen 77.
 — Quadranten 81.
 — Übersicht 84.
 — Wanderung 79.
 — Zeiten 78.
Ostgrönlandstrom 134.
Oyaschio 136.
Packeis 124.
Pampero 45, 71.
Passate 52, 55.
Passattriften 132, 138.
Peruanischer Strom 138.
Pilotballon-Aufstiege 111.
Planetarische Winde 52.
Polarbanden 38.
Polarfront 60.
- Praktische Orkankunde** 83.
Psychrometer 109, Tafel VIII.
Regen 41.
Reif 33.
Ringe um Sonne u. Mond 34.
Roßbreiten 23, 55.
Rückseitenwetter 63.
Sargassosee 134.
Scheinwerfersignale 100.
Schelfe 121.
Schnee 33, 41.
Schichtung der Lufthülle 1, 14.
Schirokko 48, 67.
Seegang, Stärke 127.
Seewind 48.
Seeobsmeldungen 113.
Seewetterberichte 97.
Solarkonstante 8.
Sonnenstrahlung 8.
Spezifische Wärme von Erde, Luft, Wasser 10.
Sperrschichten 14.
Staub 1.
Staubwirbel 73.
Stilltengürtel 52, 54.
Strahlung, Ein-, Aus-, 8,9.
Strahlungshoch 25, 70.
Strandbrandung 126.
Stratosphäre 1, 8, 15.
Stromlinien 31.
Strömungsfeld 30.
Sturmwarnungsdienst 96, 100.
Südseeorkane 76, 84.
Tagebuch, meteorologisches 112, 114.
Taifune 76, 84.
Tau 33.
Taupunkt 6, Taf. VIII.
Teiltief 67.
Temperaturen des Meerwassers 122.
 — -Gleichen 12.
 — -Messungen 105.
 — -schwankungen 10, 12, 13.
- Temperaturumkehrschicht** 14.
Temperaturverteilung 15.
Thermometer 106.
Tiefdruckgebiete 20, 22.
Tochterzyklone 67.
Tornados 45, 73, 75.
Triftstrom 129.
Tromben 73.
Tropikluft 62.
Troposphäre 1, 8, 15.
Trübung der Luft 2, 33.
Verschlüsselung von Beobachtungen 114.
Walfisch-Rücken 120.
Warmfront 63, 65.
Wärmegewitter 43.
Wasserdampf 4, 6, 25.
Wasserhosen 74.
Westafrikanische Tornados 45.
Westaustralischer Strom 139.
Westindische Orkane 76, 84.
Westwindgürtel 53, 59.
Westwindtrift 131, 138.
Wetterdienst 93, 96.
Wetterkarten 99.
Wettervorhersage 93, 94, 97.
Wind, Entstehung 23.
 — Ablenkung durch Erdrotation 25.
 — Richtung 28.
 — Stärke 29. Taf. VIII.
 — Messung 110, 111.
Windhosen 74.
Windseen 125, 126.
Windsemaphore 102.
Wirbelgewitter 44, 63.
Wolken 33, 36.
Wolkenformen 38.
Zentrifugalkraft, Einfluß auf Luftbewegung 28.
Zugstraßen der Depressionen 95.
Zyklonen 27, 65, 70.
Zyklonenmodell 61.
Zyklonentheorie 60, 65.

Einführung in die Geophysik. (Naturwissenschaftliche Monographien und Lehrbücher, Bd. IV, VIII u. IX.)

Erster Band: Anwendung der Methoden der Erdmessung auf geophysische Probleme. Erdbebenwellen. Die endogen-dynamischen Vorgänge der Erde. Von Professor Dr. A. Prey, Prag, Professor Dr. C. Mainka, Göttingen, und Professor Dr. E. Tams, Hamburg. Mit 82 Textabbildungen. VIII, 340 Seiten. 1922. RM 12.—

Zweiter Band: Erdmagnetismus und Polarlicht. Wärme- und Temperaturverhältnisse der obersten Bodenschichten. Luftelektrizität. Von Professor Dr. A. Nippoldt, Potsdam, Dr. J. Keränen, Helsinki, und Professor Dr. E. Schweidler, Wien. Mit 130 Textabbildungen. IX, 388 Seiten. 1929. RM 33.—; gebunden RM 35.—

Dritter Band: Dynamische Ozeanographie. Von Professor Dr. A. Defant, Direktor des Instituts und Museums für Meereskunde, Berlin. Mit 87 Textabbildungen. X, 222 Seiten. 1929. RM. 18.—; gebunden RM 19.80

Inhaltsübersicht: Einleitung. — Der Aufbau des Meeres. — Kräfte und hydrodynamische Gleichungen. — Statik des Meeres. — Kinematik des Meeres. — Allgemeine Dynamik der Meeresströmungen. — Stationäre Ströme im geschichteten Ozean. — Dynamik der Konvektionsströme. — Die ozeanische Zirkulation. — Die Wellenbewegungen im Meere. — Die Gezeiten und Gezeitenströme. — Namenverzeichnis. — Sachverzeichnis.

Dynamische Meteorologie. Von Felix M. Exner, o. ö. Professor der Physik der Erde an der Universität Wien, Direktor der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik. Zweite, stark erweiterte Auflage. Mit 104 Figuren im Text. VIII, 421 Seiten. 1925. Gebunden RM 24.—

Inhaltsübersicht: Die Gasgesetze. — Allgemeine dynamische und hydrodynamische Gleichungen. — Statik der Atmosphäre. — Vertikale Temperaturverteilung im Ruhezustand. — Kinematik. — Allgemeine Dynamik der Luftströmungen. — Energie der Luftbewegungen. — Stationäre Strömungen in der Atmosphäre. — Allgemeiner Kreislauf der Atmosphäre. — Dynamik zyklonaler Bewegungen. — Unperiodische Veränderungen an einem Orte der Atmosphäre. — Unperiodische Veränderungen in synoptischer Darstellung. — Periodische Veränderungen in der Atmosphäre.

Das Leben des Weltmeeres. Von Professor Dr. Ernst Hentschel, Hamburg. („Verständliche Wissenschaft“, Bd. VI.) 1. bis 5. Tausend. Mit 54 Abbildungen. VIII, 153 Seiten. 1929. Gebunden RM 4.80

Hilfsbuch für die Schiffsführung. Von Johannes Müller, Inspektor des Norddeutschen Lloyd, und Joseph Krauß, Direktor der Staatl. Seefahrtsschule Stettin. Zweite, wesentlich erweiterte und verbesserte Auflage. Mit 229 Abbildungen im Text und einer farbigen Tafel. XXIV, 576 Seiten. 1925. Gebunden RM 33.—

Johow-Foerster: Hilfsbuch für den Schiffbau. Fünfte Auflage. Neu bearbeitet in Gemeinschaft mit zahlreichen Fachleuten von Dr.-Ing. E. Foerster. Zwei Bände. Mit 688 Textabbildungen und 56 Tafeln. 1928. 1. Band (Textband): XIX, 990 Seiten. 2. Band (Tafelband): V, 55 Seiten. Zusammen gebunden RM 88.—

Hilfstafeln zur Terrestrischen Ortsbestimmung nebst einer Erklärung der Tafeln. Von R. Karbner, Kapitän der Hamburg-Amerika-Linie. XII, 154 Seiten. 1922. Gebunden RM 20.—

Fluglehre. Vorträge über Theorie und Berechnung der Flugzeuge in elementarer Darstellung. Von Professor Dr. Richard von Mises, Berlin. Dritte, stark erweiterte Auflage. Mit 192 Textabbildungen. VI, 321 Seiten. 1926. RM 12.60; gebunden RM 13.50

Lehrbuch der Physik in elementarer Darstellung. Von Dr.-Ing. e. h. Dr. phil. Arnold Berliner. Vierte Auflage. Mit 802 Abbildungen. V, 658 Seiten. 1928. Gebunden RM 19.80

Die Hauptprobleme der modernen Astronomie. Versuch einer gemeinverständlichen Einführung in die Astronomie der Gegenwart. Von Elis Strömgren. Aus dem Schwedischen übersetzt und in einigen Punkten ergänzt von Walter E. Bernheimer. Mit 31 Abbildungen im Text und auf 2 Tafeln. IV, 106 Seiten. 1925. RM 4.80

Die Geschichte der Sternkunde von den ersten Anfängen bis zur Gegenwart. Von Professor Dr. Ernst Zinner, Direktor der Reimis-Sternwarte in Bamberg. Mit 54 Bildern im Text und 13 Tafeln. XI, 673 Seiten. 1931. RM 18.60; gebunden RM 21.80

Die Wunder des Weltalls. Eine leichte Einführung in das Studium der Himmelserscheinungen. Von Clarence Augustus Chant, Professor für Astrophysik an der Universität Toronto (Canada). Ins Deutsche übertragen von Dr. W. Kruse, Bergedorf. („Verständliche Wissenschaft“, Band IX.) Mit 138 Abbildungen. VIII, 184 Seiten. 1929. Gebunden RM 5.80