DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 13

Anleitung zum Zeichnen von Bordwetterkarten nach Seewetterberichten

Bearbeitet für das Seewetteramt
von
Dipl.-Met. K.-H. Bock

Hamburg 1980

Ungenehmigter Nachdruck, auch auszugsweise, verboten

Der Deutsche Wetterdienst bearbeitet in seinem Sonderreferat Unterricht und Lehrmittel solche wetterkundlichen Stoffe, die als Anregung oder Hilfe für den praktischen Unterricht in der Wetterkunde gedacht sind.

Die Herausgabe derartiger Lehrstoffe läßt im übrigen dem Lehrer die volle Freiheit über den Umfang und die Art der Behandlung im Unterricht. Eine stoffliche oder lehrplanmäßige Bindung wird mit der Herausgabe dieser Lehrstoffe nicht angestrebt.

Anleitung zum Zeichnen von Bordwetterkarten

nach Seewetterberichten

*

Für das Seewetteramt bearbeitet von
Dipl.-Met. K.-H. Bock

*

Deutscher Wetterdienst · Seewetteramt
Hamburg 1980

Inhalt

1. Einige physikalische Vorbemerkungen 2

2. Eintragungen in die Bordwetterkarte 3
   2.1 Wetterlage 3
   2.2 Stationsmeldungen 3

3. Analyse des Druckfeldes 4

   3.1 Interpolieren 5
   3.2 Die Windrichtung 6
   3.3 Die Fronten 7

4. Die Praxis an Bord: Beispiele 8
   4.1 Deutschlandfunk-Seewetterbericht vom 10. 04. 1979 8
   4.2 Deutschlandfunk-Seewetterbericht vom 25. 09. 1979 10
   4.3 Deutsche Welle-Seewetterbericht vom 09. 04. 1980 12

5. Weitere Auswertung der Bordwetterkarten 13
   5.1 Bestimmung von Windrichtung und -stärke 13
   5.2 Abschätzungen zur Höhe der Windsee 14

Anhang 16

Vorwort

Ein System von Seewetterberichten wurde von fast allen seefahrenden Ländern zur Sicherheit der Schiffahrt eingerichtet. Da die Sportschiffahrt in besonderem Maße vom Wetter abhängig ist, hat der Deutsche Wetterdienst – Seewetteramt – speziell für diesen, zahlenmäßig immer weiter zunehmenden Zweig der Schiffahrt zwei Seewetterberichte für Nord- und Ostsee sowie für das westliche Mittelmeer entwickelt (siehe Anhang, Abbildung 1).

Diese Seewetterberichte für die Sportschiffahrt unterscheiden sich wesentlich von den von Rundfunk und Fernsehen her bekannten Wetterberichten: sie enthalten neben den Vorhersagen für die einzelnen Seegebiete eine ausführliche Beschreibung der Wetterlage und vor allem Wetterbeobachtungen ausgewählter Stationen. Sie sollen – etwas Übung und Wettererfahrung vorausgesetzt – den Sportbootfahrer in die Lage versetzen; unterwegs eine eigene Wetterkarte anzufertigen. Die Arbeit wird durch besondere Bordwetterkarten-Vordrucke (Abbildung 2) erleichtert.

Viele Anfragen beim Seewetteramt und Kontakte mit Sportbootfahrern auf Bootsausstellungen haben jedoch gezeigt, daß das Anfertigen von Bordwetterkarten nicht zum Unterrichtsprogramm der Sportboot-Führerscheinschulen zählt und daher weitgehend unbekannt ist, daß aber auch die Interpretation fertiger Wetterkarten Schwierigkeiten macht.

Mit dem vorliegenden Leitfaden soll versucht werden, die Lücke zwischen Seewetterbericht und Bordwetterkarte zu schließen. Anhand von drei ausgewählten Wetterlagen werden die verschiedenen Schritte dargestellt, die zur Konstruktion einer Bordwetterkarte erforderlich sind. Besonderer Wert wird wegen der engen Korrelation zwischen Druck- und Windfeld auf die Technik der Analyse der Luftdruckverteilung gelegt.

Diese Anleitung soll einführende Darstellungen meteorologischen Grundwissens nicht ersetzen, sondern setzt dies vielmehr an vielen Stellen voraus. Nur die für die Analyse der Wetterkarten erforderlichen physikalischen Zusammenhänge werden erläutert.

Da eine selbst gezeichnete Bordwetterkarte nur ein Teil einer sehr viel umfangreicheren und genaueren, vom DWD (Deutscher Wetterdienst) mit viel mehr Aufwand und dem erforderlichen Fachwissen angefertigten Wetterkarte ist, muß die Frage nach dem Nutzen von Bordwetterkarten gestellt werden – zumal amtliche Vorhersagen für die interessierenden Seegebiete zur Verfügung stehen. Vor allem zwei Ziele werden mit dem System „Seewetterbericht – Bordwetterkarte" verfolgt:

- neben dem mehr passiven Abhören und Mitschreiben von Seewetterberichten soll das Anfertigen eigener Wetterkarten zu einer intensiven Auseinandersetzung mit der Wetterlage und deren zeitlichen Änderungen führen;

- die eigene Wetterbeobachtung, der erhebliche zeitliche Vorsprung gegenüber dem Termin des Wetterberichtes (etwa fünf bis sechs Stunden) und die geographische Präsenz z. B. in Küstenregionen, lassen eine bessere Beurteilung der Vorhersage zu, wenn die Wetterlage als gezeichnetes Bild vorliegt.

Um den Unterschied zwischen Bordwetterkarte und einer amtlichen Wetterkarte hervorzuheben: die Bordwetterkarte enthält nur Stationsmeldungen aus unmittelbar interessierenden Seegebieten. Zusätzlich werden Hoch- und Tiefdruckzentren sowie Fronten angegeben, also jene meteorologischen Gebilde, die der Meteorologe erst aus einer Vielzahl von Wettermeldungen analysieren muß. Die Bordwetterkarte ist daher eine Nachbildung einer bereits fertigen Analyse.

1. Einige physikalische Vorbemerkungen

Wichtigste meteorologische Größe sowohl für den Segelsportler als auch für den Motorbootsportler ist der Wind. Wind ist Luftbewegung. Fassen wir kurz die Kausalkette zusammen, die zu Luftbewegungen führt:

- Für jede Art von Transportvorgängen ist Energie erforderlich. In der Atmosphäre wird sie durch die Sonne geliefert, die täglich am Außenrand der Atmosphäre eine genau definierte Strahlungsmenge zur Verfügung stellt.

- Diese Strahlungsmenge ist global nicht gleichmäßig verteilt, sondern weist grosse Abhängigkeiten von der geographischen Breite auf: die polaren Gebiete erhalten im Mittel erheblich weniger Energie als die äquatorialen.

- Überschreiten die dadurch entstehenden nord - süd (oder breitenkreis - senkrechten) Temperaturunterschiede gewisse Grenzwerte, so reagiert das atmosphärische Gasgemisch aufgrund vielfältiger dynamischer Prozesse darauf mit dem Aufbau von Massenüberschuß- (= Hochdruck) und Massendefizit- (= Tiefdruck) Gebieten.

- In diesen Gebieten mit horizontalen Druckunterschieden werden sofort Kräfte wirksam, die die Luftmassen zu horizontalen Bewegungen veranlassen:

  -- die sogenannte Druckgradientkraft bewirkt eine Bewegung vom hohen zum tiefen Druck.

  -- die ablenkende Kraft der Erdrotation verursacht eine Ablenkung der Luftteilchen nach rechts (Nordhalbkugel), in Bewegungsrichtung gesehen.

  -- die Reibung der Luft an der Erdoberfläche läßt sich durch eine Kraft darstellen, die der jeweiligen Bewegung stets entgegengesetzt gerichtet ist.

  -- eine Zentrifugalkraft, die sich je nach Krümmungsrichtung zur Druckgradientkraft addiert (im Hochdruckgebiet) oder diese vermindert (im Tief), wird wirksam, wenn die Bewegung auf gekrümmten Bahnen verläuft.

- Wenn alle Kräfte im Gleichgewicht stehen, resultieren daraus die bekannten Bewegungsrichtungen der Luftmassen um Hoch- und Tiefdruckgebiete. Diese antizyklonalen und zyklonalen Wirbel bewirken gleichzeitig den polwärts gerichteten Transport warmer und den äquatorwärts gerichteten Transport kalter Luftmassen, wodurch die unterschiedliche Energiezufuhr der Sonneneinstrahlung teilweise ausgeglichen wird.

- Überall da, wo im Zusammenhang mit den beschriebenen Transportvorgängen verschieden temperierte Luftmassen in unmittelbaren Kontakt kommen, entstehen sogenannte Fronten, in deren Bereichen sehr intensive Wettererscheinungen ablaufen.

Der Teil „Wetterlage" in den Seewetterberichten enthält in erster Linie Angaben über Hoch- und Tiefdruckgebiete, deren Fronten sowie die Verlagerungstendenzen dieser Gebilde. In einer Modell-Wetterkarte (Abbildung 3) sind alle Begriffe, die für die Beschreibung von Wetterlagen gebräuchlich sind, durch ihre Zuordnung zu den jeweiligen meteorologischen Gebilden dargestellt.

Der Begriff „Tiefausläufer" wird leider in mehrfacher Bedeutung verwendet. Allgemein bezeichnet er lediglich eine Ausbuchtung der Isobaren zum hohen Druck hin. Ist dies mit einer Front verbunden, so ist von Warmfront- bzw. Kaltfrontausläufer die Rede. Die Version „Okklusionsausläufer" wird nicht verwendet. Auch ein Trog ist in diesem Sinne ein Ausläufer, der Begriff „Trogausläufer" ist jedoch nicht üblich. Falls in der Wetterlage nur von einem Ausläufer gesprochen wird, sollte er als Okklusion oder Kaltfront gezeichnet werden.

2. Eintragungen in die Bordwetterkarte

Entsprechend der Unterteilung des Vordruckes sind Wetterlage, Stationsmeldungen und Vorhersagen des Deutschlandfunk – bzw. Deutsche Welle – Seewetterbericht in die betreffenden Spalten zu übernehmen. Wetterlage und Stationsmeldungen sind in die Wetterkarte einzutragen, wobei auf einige Vereinbarungen zu achten ist.

2.1 Wetterlage

Alle im Teil „Wetterlage" angesprochenen meteorologischen Gebilde sind, sofern sie nicht weit außerhalb des Kartenausschnittes liegen, mit den dazugehörenden Druckwerten einzutragen. **Hochs** und **Tiefs** werden in der gewohnten Weise z. B. $H_{1\,030}$, T_{990}, abgekürzt. Bei nicht ortsfesten Druckzentren wird eine Bewegungsrichtung angegeben, die in der Wetterkarte mit einem Pfeil angedeutet wird. Die Länge des Pfeiles soll ein Maß für die Zuggeschwindigkeit sein. Bei Tiefdruckgebieten werden in der Regel drei Fälle unterschieden:

- es zieht schnell (rasch) entsprechend 30 bis 40 Knoten oder 700 bis 950 sm in 24 Stunden,
- es zieht langsam entsprechend 5 bis 10 Knoten oder 120 bis 240 sm in 24 Stunden,
- es zieht (ohne Geschwindigkeitsangabe) entsprechend etwa 20 Knoten oder 400 bis 500 sm in 24 Stunden.

Fronten und **Ausläufer** sind stets in Verbindung mit dem zuvor genannten Tief zu sehen (und auch zu zeichnen). In der Wetterlage wird der Verlauf von Fronten durch mehrere Positionen und des dort herrschenden Druckwertes beschrieben, z. B.: Kaltfront 990 mbar bei ..., 1 000 mbar bei ..., 1 010 mbar bei ... Das bedeutet: an den angebenen Positionen wird die Kaltfront von den Isobaren der Druckwerte 990, 1 000 und 1 010 mbar geschnitten. Für das Zeichnen der Wetterkarte sind dies wertvolle Hilfspunkte.

Auch die Position von **Trögen** wird mit Hilfe von 2 oder 3 Druckwerten angegeben. Bei der Bewegungsrichtung von Fronten und Trögen hat sich das Wort „schwenken" eingebürgert, womit zum Ausdruck gebracht werden soll, daß Fronten und Tröge unabhängig von der Veränderung des Tiefkerns zusätzliche Bewegungen ausführen. Geschwindigkeitsangaben werden hierbei nicht gemacht. **Randtiefs** sind Druckgebilde, die sich von einem „Zentraltief" abgelöst haben und mit diesem häufig durch Fronten verbunden sind.

Eine **Welle** ist ein flaches, sich meist noch entwickelndes (vertiefendes) Tief.

Bei **nichtstationären Hochdruckgebieten** ist von „verlagernden" oder „wandernden" Hochs die Rede, um anzudeuten, daß die Bewegung meist umfangreicher Hochs sehr viel langsamer erfolgt als bei Tiefs. Die Spitze des Pfeiles für die Zugrichtung sollte nach 24 Stunden eine Distanz von 100 bis 150 sm markieren. Bei „rasch wandernden" Hochs sollte allerdings die doppelte bis 3-fache Strecke zugrunde gelegt werden. Nur wenn es die Sicherheit der Prognose erlaubt, wird für den Folgetag die genau Position der Druckgebilde angegeben.

Auch **Hochkeile**, deren Position ebenfalls durch Druckwerte fixiert wird, „schwenken". Hochkeile, die (oft) zwischen zwei Tiefdruckgebieten liegen, schwenken ebenso schnell, wie die betreffenden Tiefs ziehen.

2.2 Stationsmeldungen

Der unmittelare Zweck einer Wetterkarte besteht darin, den allgemeinen Zustand der Atmosphäre in einem gegebenen Augenblick darzustellen. Aus prognostischer Sicht spricht man vom sogenannten Anfangszustand. Voraussetzung dazu ist eine große Anzahl von Wetterbeobachtungen, die **gleichzeitig** in einem bestimmten Gebiet auszuführen sind. Diese Art der Systemanalyse heißt in der Metereologie das **synoptische Prinzip**; es vermittelt eine Gesamtschau des Wetters zu einem **festen Zeitpunkt.**

Trägt man die von einer Vielzahl sogenannter synoptischer Stationen gewonnenen Wetterbeobachtungen in eine Karte ein, erhält man eine **synoptische Karte**. International wurde vereinbart, die synoptischen Termine nach GMT festzulegen. Die Haupttermine sind 00, 06, 12 und 18 Uhr GMT.

Eine solche Stationsmeldung enthält eine Reihe gemessener und beobachteter meteorologischer Größen, die nach einem festen Schema als Zahl oder Symbol in die Wetterkarte eingetragen werden: das sogenannte Stationsmodell.

Im Deutschlandfunk – und Deutsche Welle – Seewetterbericht wird nur eine Auswahl der für den Wassersportler wichtigsten meteorologischen Größen verbreitet:

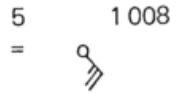
- Windrichtung und -geschwindigkeit,
- Luftdruck,
- Temperatur,
- besondere Wettererscheinungen.

Trotz dieser geringen Auswahl empfiehlt sich auch beim Eintragen der Wettermeldungen in die Bordwetterkarte, nach dem Stationsmodell vorzugehen.

Durch die Ziffern im jeweiligen Stationskreis der Bordwetterkarte ist die Zuordnung von Wettermeldung und Station eindeutig. Beispiel einer Wettermeldung:

SE 5, diesig, 5 Grad, 1 008 mbar.

Die Windrichtung wird entsprechend den Richtungen der 16-teiligen Windrose (Abbildung 4) angegeben; die Darstellung der Windstärke erfolgt nach der Beaufort-Skala (Abbildung 5). Die Windrichtung wird durch einen Pfeil an den Stationskreis gezeichnet, der symbolisch die Spitze des Pfeiles sein soll.



Der Windpfeil zeigt immer in die Richtung, in die der Wind weht **(der Pfeil fliegt mit dem Wind)**: bei SE-Wind weist die Spitze des Pfeiles nach NW. Die Windstärke wird durch Fiedern und Wimpel (Abbildung 5) gekennzeichnet. Ein Strich des Fiederblattes repräsentiert 2 Bft-Stärken, ein halber entspricht 1 Bft. Für 10 Bft wird ein ausgefüllter Wimpel gezeichnet. Bei den Fiedern ist darauf zu achten, daß sie immer in die Richtung zum tieferen Druck (von der jeweiligen Station aus betrachtet) zeigen. Um diese Richtung zu finden, wird eine alte Regel angewendet: bei achterlichen Winden befindet sich der tiefere Druck stets an der Backbordseite (auf der Nordhalbkugel).

Für die Eintragung des aktuellen Wetters zur Zeit der Beobachtung wird das betreffende Symbol (Abbildung 6) verwendet. Die Temperatur (ganze Grad C) erscheint links neben dem Stationskreis über dem Wettersymbol. Der Luftdruck (ganze Millibar) steht rechts neben dem Stationskreis.

3. Die Analyse des Druckfeldes

Im Vorangegangenen waren die Hoch- und Tiefdruckgebiete als die primär winderzeugenden Systeme dargestellt worden. Der atmosphärische Luftdruck ist daher die entscheidende meteorologische Größe, ihre Analyse muß sehr sorgfältig durchgeführt werden. Jede atmosphärische Bewegung ist Massentransport, der stets mit einer Änderung des Druckfeldes verknüpft ist. Diesen zeitlichen Druckänderungen wird daher in der meteorologischen Prognose-Praxis größte Aufmerksamkeit geschenkt. Das Gleiche sollte auf See zur Selbstverständlichkeit werden.

Zur Darstellung des Luftdruckfeldes werden Isobaren gezeichnet, Linien, die Punkte gleichen Luftdruckes miteinander verbinden. Entlang einer Isobare ändert sich also der Druck nicht, zwischen zwei Isobaren ist der Druckunterschied überall gleich. Durch mehrere solcher Linien lassen sich Gebiete mit höherem und niedrigerem Luftdruck herausarbeiten. Isobaren in einer Wetterkarte werden oft mit Höhenlinien in topographischen Karten verglichen, auf denen Erhebungen und Täler darzustellen sind. Wie durch die Isobaren die unterschiedlichen Druckgebilde sichtbar werden, zeigt Abbildung 3.

Von größtem praktischen Nutzen ist die Tatsache, daß Richtung und Geschwindigkeit des Windes in enger Beziehung zu den Isobaren stehen:

- um die Zentren der Hochdruckgebiete weht der Wind im Uhrzeigersinn, um die Zentren der Tiefdruckgebiete entgegengesetzt (jeweils auf der Nordhalbkugel),
- die Windrichtung verläuft über der freien See nahezu parallel zur Isobarenrichtung mit einer geringen Strömungskomponente zum tiefen Druck hin,
- je enger der Isobarenabstand wird (zunehmender Druckunterschied), umso größer ist die Windgeschwindigkeit (objektive Methoden zur Bestimmung der Windgeschwindigkeit aus dem Isobarenabstand lernen wir noch kennen).

Da die Stationsmeldungen auf der Bordwetterkarte willkürlich verteilt sind, ist eine **Interpolation** zwischen den eingetragenen Druckwerten notwendig, um den Druck zu erhalten, für den eine Isobare gezeichnet werden soll. Wir vereinbaren, in Abständen von je 5 mbar Isobaren zu zeichnen, d. h. für die Werte ...995, 1 000, 1 005, ... mbar usw. Die Analyse der Druckwerte einer Wetterkarte ist somit eine flächenmäßige (zweidimensionale) Interpolation. Um eine Wetterkarte zu vervollständigen, ist es oft erforderlich, Isobaren auch außerhalb der Gebiete mit gemeldeten Druckwerten zu zeichnen (Extrapolation). Einige einfache Beispiele sollen zunächst das Verfahren von Interpolation und Extrapolation deutlich machen. Gleichzeitig erkennen wir auch, daß eine solche manuelle Analyse der Druckwerte stets mit individuellen Ungenauigkeiten behaftet sein muß.

3.1 Interpolieren

Da die Zentren der Hochs und Tiefs sowie die Fronten in der Wetterlage bereits angegeben sind, kommt es zunächst darauf an, den Isobarenverlauf dazwischen zu konstruieren.

In Abbildung 7 sind 6 Druckwerte gegeben. Wir erkennen, daß der Druck von „Norden" nach „Süden" zunimmt. Da wir stets annehmen, daß sich der Druck gleichmäßig ändert (nur an Fronten ist das anders!), kann man abschätzen, wo etwa die Druckwerte liegen, für die Isobaren zu zeichnen sind. Hilfsmittel: wir verbinden einzelne Druckwerte durch Hilfslinien und teilen die Strecken im Verhältnis der Druckunterschiede auf. Wir markieren die Schnittpunkte, an denen der Luftdruck z. B. 1 000, 1 005, ... mbar beträgt. Die gestrichelten Linien verbinden alle auf diese Weise gewonnenen Schnittpunkte und stellen eine erste Annäherung an den tatsächlichen Isobarenverlauf dar.

Da mit diesen Hilfslinien immer nur zwischen jeweils **zwei** Druckwerten (linear) interpoliert, nicht aber benachbarte Werte beachtet werden, ist der Verlauf dieser Isobaren noch unstetig und repräsentiert nicht genau das wahre Druckfeld. Geht man von der Interpolation entlang einer Geraden zu einer mehr flächenmäßigen über und bezieht auch benachbarte Punkte mit ein, so erhält man einen etwas mehr geglätteten Verlauf der Isobaren, wie er ungefähr durch die ausgezogenen Linien dargestellt wird.

Die Isobaren 995 mbar und 1 015 mbar erhält man, wenn man das Druckfeld zu niedrigeren und höheren Druckwerten vervollständigt und die Isobaren an bereits vorhandene angleicht. Bei einiger Übung im Zeichnen von Wetterkarten sollte auf die Hilfslinien verzichtet werden.

In Abbildung 8 wird zwischen 4 Druckzentren interpoliert. Eine solche Anordnung erzeugt in der Mitte des Gebietes bei N einen sogenannten neutralen oder Sattelpunkt: nach zwei Seiten nimmt der

Druck zu, nach den beiden anderen ab. Entsprechend sind hier zwei Isobarenführungen möglich. Durch die ausgezogenen Linien wird eine Hochdruckbrücke zwischen den beiden Hochs analysiert, während die gestrichelten Isobaren eine Tiefdruckrinne zwischen den beiden Tiefs entstehen lassen. Lediglich mit Hilfe der Windrichtung bei vorhandenen Wettermeldungen kann in solchen Fällen ein eindeutiger Isobarenverlauf gefunden werden.

Über das Zeichnen von Isobaren können wir bislang festhalten:

Isobaren
- sind glatte oder stetig verlaufende Linien; auch ihr gegenseitiger Abstand kann sich nur stetig ändern;
- verschiedener Druckwerte dürfen sich nicht berühren oder kreuzen; sie verlaufen im allgemeinen gleichgerichtet nebeneinander her;
- sind entweder in sich geschlossen oder beginnen und enden am Kartenrand;
- haben den tieferen Druck auf der Nordhalbkugel stets auf der linken Seite, in Windrichtung gesehen;
- in deren Verlauf eine plötzliche Umkehr der Windrichtung stattfindet, sind falsch.

Ein brauchbare Interpolationshilfe – besonders für Anfänger – ist eine Hilfslinie vom höchsten zum niedrigsten Druckwert entsprechend den Angaben der Wetterlage. Mit Hilfe der anderen Stationsmeldungen können dann auf dieser Linie die Schnittpunkte der zu zeichnenden Isobaren abgeschätzt werden. Dabei sollte nach Möglichkeit die unterschiedliche Windstärke berücksichtigt werden: im allgemeinen nimmt die Windstärke vom Hoch zum Tief zu, während im Bereich des Tiefzentrums eine erneute Windabnahme eintritt. In gleicher Weise sollte der Isobarenabstand zunächst abnehmen und im Tiefzentrum wieder zunehmen. Derartige Verhältnisse (Abbildung 9) gelten in erster Linie für größere und langsam wandernde Tiefdruckgebiete.

3.2 Die Windrichtung

Auf den engen Zusammenhang zwischen Druck und Wind ist wiederholt hingewiesen worden. Windrichtung und -stärke erleichtern die Konstruktion der Isobaren wesentlich.

In Abbildung 10 sind zwei Meldungen des Druckes 990 mbar dargestellt: einmal mit NNE-Wind Stärke 6, einmal mit SSW-Wind Stärke 9. Die gerade Verbindung zwischen beiden Beobachtungen ist keine Isobare, denn

- die Windpfeile würden mit dieser Isobare einen erheblich zu großen Winkel bilden, und
- entlang dieser Isobare würde ein Windsprung von 180 Grad stattfinden.

Der richtige Isobarenverlauf – in Übereinstimmung mit Windrichtung und -stärke – ist in Abbildung 10 dargestellt:

- eine nahezu isobarenparallele Windrichtung mit einem geringen Winkel vom höheren zum tieferen Druck,
- eine überall **stetige** Drehung des Windes von NNE auf SSW.

Wegen des stärkeren SSW-Windes ist rechts der Isobarenabstand geringer als links. Außerdem muß infolge der allgemein hohen Windstärke innerhalb der 990 mbar-Isobare mindestens noch eine abgeschlossene Isobare mit Tiefkern liegen.

Eine andere mögliche Fehlerquelle ist in Abbildung 11 dargestellt. Würde die 1 015 mbar-Isobare in der punktierten Weise gezeichnet, ergäbe sich bei B folgende Situation: Vom Tief 1 005 mbar nach rechts fortschreitend steigt der Druck an und ist rechts von der ausgezogenen 1 015 mbar-Isobare bei

B höher als 1 015 mbar. Links vom Hoch 1 020 mbar ist jedoch der Druck bei B niedriger als 1 015 mbar. Da das Druckfeld an jedem Ort nur einen Wert annehmen kann, ist nur die gestrichelte Version der 1 015 mbar-Isobare richtig.

Auch folgende Wetterlage kann zu einer falschen Konstruktion der Isobaren führen: Im Seewetterbericht wird ein Tief 992 mbar und ein Randtief 1 003 angegeben, beide sind relativ eng benachbart (Abbildung 12). Zwischen den Tiefs existieren leider keine Stationsmeldungen. Problematisch ist für den Anfänger dann immer: welche ist die erste umfassende, d.h. beide Tiefs einschließende Isobare? Es wäre z.B. möglich, die 1 010 mbar-Isobaren so zu zeichnen, wie es die gestrichelten Linien andeuten. Auf diese Weise entsteht jedoch im Norden des Randtiefs und im Süden des Haupttiefs ein starkes Druckgefälle mit den entsprechend hohen Windstärken. Außerdem müßte zwischen beiden Tiefs auf engstem Raum eine Richtungsänderung dieser starken Winde von 180 Grad erfolgen. Den tatsächlichen Windverhältnissen wird durch die ausgezogenen Isobaren Rechnung getragen; zwischen beiden Tiefkernen existiert eine windschwache Zone.

3.3 Die Fronten

Zusammenhang zwischen Fronten und Isobarenbild

Fronten mit markanten Wettererscheinungen werden in der Wetterlage mit Hilfe von Schnittpunkten zwischen Fronten und ausgewählten Isobaren angegeben. Drei verschiedene Fronttypen kommen in den Seewetterberichten vor:



Warmfront Kaltfornt Okklusion

Die dargestellten Symbole sind beim Zeichnen der Fronten international gebräuchlich.

Eine **Warmfront** entsteht, wenn sich warme Luft in Richtung auf Gebiete mit kälterer Luft bewegt.

Dringt kalte Luft gegen das von Warmluft eingenommene Gebiet vor, so wird die vordere Begrenzung der Kaltluft als **Kaltfront** bezeichnet.

Im allgemeinen bewegen sich Kaltfronten schneller als Warmfronten und überholen sie. Die Kaltluft schiebt sich unter die Warmluft und drängt diese in die Höhe. Die Kaltfront befindet sich am Erdboden als **Okklusionsfront**, während die Warmfront nur noch in der Höhe existiert.

Abbildung 13 zeigt, wie durch die Schnittpunkte dreier Isobaren etwa eine Kaltfront zu legen ist. Allgemein sind vor allem Warm- und Kaltfronten in ihrem mittleren Teil wegen der dort höheren frontsenkrechten Komponente des Windes leewärts „ausgebeult".

Fronten sind als Begrenzungslinien unterschiedlicher Luftmassen definiert. Da die Luftströmung über See fast parallel zu den Isobaren verläuft und die Fronten bzw. Okklusionen im allgemeinen weit in den Tiefkern hineinreichen, müssen die Isobaren die Fronten schneiden. Da Fronten von ihrer Entstehung her Tiefdruckrinnen sind, erleiden Isobaren an Fronten einen Knick zum hohen Druck hin. Fronten sind daher die **einzigen** Orte, an denen eine Richtungsänderung der Isobaren durch einen mehr oder weniger stark ausgeprägten Knick gezeichnet werden kann.

Neben einer sprunghaften Änderung der Windrichtung ändert sich meist auch beim Durchgang einer Front die Windgeschwindigkeit, hervorgerufen durch eine übergangslose Änderung des Isobarenabstandes. Abbildung 14 zeigt schematisiert die beiden Fälle:

a) Abflauen bei Frontdurchgang und
b) Zunahme des Windes bei Frontdurchgang, in beiden Fällen Rechtdrehen des Windes.

Ursache ist der unterschiedliche Winkel, den die Isobaren vor und hinter der Front mit ihr bilden. Bilden Isobaren und Front einen nahezu rechten Winkel, so ist der gegenseitige Isobarenabstand bei einem gegebenen Druckfeld am größten. Wird der Raum, in dem bestimmte Druckunterschiede herrschen, aus irgendeinem Grund auf einer Seite der Front eingeengt, reagiert das Druckfeld mit einem Umbiegen der Isobaren: der Winkel zwischen Front und Isobarenrichtung wird kleiner.

Sehr häufig ist der Fall a) anzutreffen, wenn ein vom Nordatlantik ostwärts ziehendes Frontensystem durch ein stationäres Hoch über Skandinavien blockiert wird. Abbildung 15 zeigt einen idealisierten Isobarenverlauf, wie er etwa einer solchen Wetterlage entspricht. Stürmische Südost- bis Südwinde vor der Front sind hierfür charakteristisch.

Fall b) tritt ein, wenn einer ostwärts abziehenden Kaltfront ein gut ausgebildeter Hochkeil mit starkem Druckanstieg folgt und auf diese Weise die Isobaren stark in Nord-Süd-Richtung drehen („Aufsteilen" der Strömung) bei gleichzeitiger Verringerung des Isobarenabstandes. Herbstliche und winterliche Wetterlagen liefern hierfür typische Beispiele.

4. Die Praxis an Bord: Beispiele

Im folgenden Abschnitt werden drei Seewetterberichte – zwei Deutschlandfunk-Seewetterberichte (für Nord- und Ostsee) und ein Deutsche Welle-Seewetterbericht (für das westliche Mittelmeer) herangezogen, um das Entstehen von Bordwetterkarten nachzuvollziehen.

4.1 Deutschlandfunk-Seewetterbericht vom 10. 04. 1979

In Abbildung 16 ist in den Vordruck der Bordwetterkarte Nr. 9 der Deutschlandfunk-Seewetterbericht vom 10. 04. 1979, 12.40 Uhr MEZ bereits eingetragen.

1. **Die Wetterlage** von 06.00 GMT wird nach Möglichkeit vollständig in die Wetterkarte eingetragen. Druckgebilde, die außerhalb des Kartenausschnittes liegen, sollten am Rand vermerkt werden. So steht das Sturmtief 977 mbar mit ungefährer Ortsangabe am linken unteren Rand, da, wo etwa Kap Finisterre liegt. Der Ausläufer mit den Druckangaben 995 mbar und 1 005 mbar wird entsprechend über Wales und der nördlichen Nordsee markiert. Aus den Angaben der Wetterlage ist leider nicht zu entnehmen, um welchen Typ von Ausläufer es sich hierbei handelt. Durch die Lage der Kaltfront über dem Ärmelkanal (995 mbar) wird die Situation etwas klarer: der Ausläufer kann nur die Warmfront sein. Ausläufer hängen stets mit dem zuvor genannten Tief in Verbindung. Das bedeutet in diesem Fall, daß sowohl die Kaltfront als auch die Warmfront in den Tiefkern bei Kap Finisterre laufen und dort, wo die Kaltfront bis an die Warmfront heranreicht, eine Okklusion bilden.

   Dem in Abbildung 16a gezeichneten Frontenverlauf liegen natürlich auch die Vorstellungen einer sogenannten Idealzyklone zugrunde (nachzulesen in allen einschlägigen Lehrbüchern), wobei hier das ganze Frontensystem um etwa 90 Grad zyklonal, d. h. gegen den Uhrzeigersinn um das Tief herum, gedreht ist. Eine solche Frontenlage ist für ältere, sich bereits auffüllende Tiefs typisch.

   Der Pfeil an der Kaltfront gibt deren Bewegungsrichtung an. Anschließend werden das Hoch 1 030 mbar sowie der Hochkeil (HK) 1 025 mbar eingetragen. Bei der Länge des Richtungspfeiles erinnern wir uns an die vorangehenden Bemerkungen über Verlagerungsgeschwindigkeiten.

2. Das Eintragen der **Stationsmeldungen** dürfte bei Berücksichtigung aller bereits gegebenen Hinweise keine Schwierigkeiten mehr bereiten. Bis auf das Ozeanwetterschiff „L" (Station 24) handelt es sich ausschließlich um Küstenstationen. Deren Windrichtung und -stärke lassen nur bedingt Rückschlüsse auf die Verhältnisse auf freier See zu. Im Bereich der westlichen Ostsee liegen die Stationen 15 bis 18 sehr gedrängt. Um alle Meldungen einzutragen, können platzsparend beim Luftdruck die ersten beiden Ziffern (Hunderter und Tausender) (1 015 = 15) oder die erste (995 = 95) weggelassen werden. Mehrdeutigkeiten treten bei den in unseren Breiten üblichen Druckwerten nicht auf.

3. Der schwierigere Teil beim Erstellen einer Bordwetterkarte ist das **Zeichnen der Isobaren**. Betrachtet man nur die Druckwerte der Stationsmeldungen, so wird ersichtlich: der Druck nimmt kontinuierlich von Nordosten nach Südwesten ab. Entsprechend haben nahezu alle Stationen Winde aus südöstlichen Richtungen, und als Folge werden auch die Isobaren die Hauptrichtung Südost-Nordwest aufweisen. Dabei hat der tiefere Druck stets links und der höhere rechts von der Isobare zu bleiben. Die Richtung der Windstärke-Fieder ist jetzt von Nutzen, da sie zum tieferen Druck zeigen.

   Um Anhaltspunkte für die Abstände der Isobaren zu erhalten, werden einige Hilfslinien dort gezogen, wo die Stationen relativ weit auseinanderliegen und aufgrund der Druckwerte mindestens eine Isobare dazwischen liegt. Nicht sinnvoll wäre es in diesem Fall zum Beispiel, eine Hilfslinie direkt vom Hoch zum Tief zu ziehen, da sie durch die Gebiete hoher Stationsdichte führen würde und nur wenig zusätzliche Informationen über die Lage der Isobaren liefert. In unserem Beispiel wurden zwischen den Stationen 4 und 24, 2 und 3, 5 und 10 sowie 12 und 21 Hilfslinien gezogen und auf ihnen die Schnittpunkte der zwischen den entsprechenden Druckwerten liegenden Isobaren markiert. Dabei wird bereits die an den Stationen gemessene Windstärke berücksichtigt: die Schnittpunkte werden nicht einfach entsprechend dem Verhältnis von Strecke und Druckunterschied festgelegt, sondern etwas zu den Stationen mit der höheren Windstärke verschoben, um so einen entsprechend engeren Isobarenabstand zu erhalten. Zwei objektive Verfahren, um aus dem Isobarenabstand die Windgeschwindigkeit zu ermitteln, werden später erläutert.

   Zweckmäßigerweise beginnt man mit dem Entwerfen der Isobaren (weicher Bleistift!) dort, wo der Verlauf aufgrund vieler Stationsmeldungen eindeutig ist. Die 1 020 mbar-Isobare z. B. ist durch drei Stationsmeldungen und einem zusätzlichen Hilfspunkt festgelegt. Das Umbiegen nach Nordwesten im östlichen Skagerrak erfolgt aufgrund des sehr starken Südostwindes der Station 12. Die Isobare muß dieser Windrichtung etwa folgen – allerdings muß stets auf eine geringe Strömungskomponente vom hohen zum tiefen Druck geachtet werden. Die 1 025 mbar-Isobare umschließt das Hoch, da 1 030 mbar als höchster Kerndruck angegeben war. Bei 1 015 mbar ist der Verlauf über Südnorwegen nicht ganz eindeutig. Würde man die Isobare etwa der Windrichtung anpassen, müßte man die gepunktete Linie zeichnen. Dies führt jedoch im Ostteil der nördlichen Nordsee zu einem engen Isobarenabstand mit Südoststurm. Da außerdem die südnorwegische Küste sehr stark gegliedert ist und die Windrichtung in hohem Maße durch lokale Einflüsse geprägt wird, ist hier die Abweichung zwischen Wind- und Isobarenrichtung groß (derartige Abweichungen treten bei allen gebirgigen Küsten auf). Daher ist es erforderlich, eine Glättung des Isobarenverlaufes in der dargestellten Weise vorzunehmen.

   Die 1 010 mbar-Isobare kann ohne Schwierigkeiten an die 1 015 angeglichen werden; nordwestlich der Shetlands ist der Verlauf wegen fehlender Meldungen ungewiß. Erst das Ozeanwetterschiff gibt wieder einen Anhaltspunkt für diese Isobare. Für die 1 005 mbar-Isobare stehen neben einer Stationsmeldung (7) zwei Hilfspunkte sowie der Schnittpunkt mit der Warmfront zur Verfügung. Hier kann ein schwacher Knick zum höheren Druck im Verlauf der Isobare angedeutet werden. Die 1 000 mbar-Isobare läßt sich mit Hilfe der Stationsmeldungen gut an die 1 005 angleichen. Auch bei den Stationen 4 und 5 entspricht Windrichtung und -stärke nicht dem Druckfeld, wofür ebenfalls geographische Gründe verantwortlich sind.

Die 995 mbar-Isobare ist nur noch durch zwei Schnittpunkte auf den Fronten definiert. Im übrigen ist der Verlauf westlich der Warmfront stark an die 1 000 mbar-Isobare angeglichen. Dieses Verfahren ist bei fehlenden Stationsmeldungen stets anzuwenden. Die 990 mbar-Isobare ist vollständig extrapoliert und soll andeuten, daß der tiefere Druck noch weiter im Südwesten liegt.

Die Bordwetterkarte ist damit fertig. Ohne die Vorhersagen für die einzelnen Seegebiete zu kennen, sehen wir sofort: über der gesamten Nordsee und ostwärts bis zur mittleren Ostsee herrschen südöstliche Winde. Entsprechend dem Isobarenabstand ist die Windstärke in der nördlichen Nordsee und in Skagerrak, Kattegat und westlicher Ostsee am höchsten. Die weitere Wetterentwicklung ist abhängig

- von der räumlichen Änderung des Hochs und des Tiefs und
- von deren Intensitätsänderungen.

In den Vorhersagen bis 24 Uhr wird für alle Seegebiete Südostwind mit Stärken zwischen 5 und 6 Bft prognostiziert, und auch in den Aussichten ist meistens von „wenig Änderung" die Rede: auf den ersten Blick also eine beständige – stationäre – Wetterlage.

Tatsächlich aber soll sich das Hoch nach Nordwesten verlagern und das Tief in nördliche Richtung ziehen. Nur wenn beide Vorgänge ohne wesentliche Änderung des Druckniveaus im Kernbereich von Hoch und Tief ablaufen, bleiben Isobarenabstand und -richtung im wesentlichen erhalten: dies käme einer Verlagerung des gesamten Druckfeldes nach Nordosten gleich. Allerdings ist dieser Prozeß an einem festen Beobachtungsort innerhalb des Kartenausschnittes mit schwach fallenden Drucktendenzen verbunden, wobei im allgemeinen ein Betrag von etwa 1 mbar in drei Stunden nicht überschritten wird. Betrachten wir daraufhin gegen 13.00 Uhr nach Abhören des Seewetterberichtes unser Barometer (die Druckwerte sollten regelmäßig notiert werden!), so stellt man

- in der nördlichen Ostsee 0.6 mbar
- in der westlichen Ostsee 0.4 mbar
- in der südwestlichen Nordsee 0.7 mbar

Druckfall in drei Stunden fest. Dies sind Werte, die keine raschen Wetterentwicklungen ankündigen und mit der Prognose in Einklang stehen. Für die nächsten 12 bis 18 Stunden sind daher kaum Überraschungen zu befürchten. Ein Blick auf die Wetterlage am 11. 04. um 06.00 GMT bestätigt dies (Abbildung 17). Das skandinavische Hoch ist mit seinem Schwerpunkt nach Nordosten gezogen: die Verlagerungsgeschwindigkeit war etwas schneller als angenommen. Der Tiefkern liegt jetzt westlich des Kanalausganges mit 985 mbar als niedrigster Isobare. Alle anderen Isobaren sind gegenüber der Vorkarte etwas nach Nordosten verschoben.

Sind weitere, über den 24-stündigen Prognosezeitraum hinausreichende Aussagen möglich?

Der Abbau des skandinavischen Hochdruckgebietes und des weit nach Mitteleuropa reichenden Hochkeiles erfolgt langsam. Das Tief westlich von Kap Finisterre ist bereits in einem fortgeschrittenen Entwicklungszustand, was wir an den räumlich weit entfernten Ausläufern erkennen. Sekundärentwicklungen an den Ausläufern sind nicht auszumachen. Spektakuläre Vertiefungen im Bereich dieser Zyklone sind daher unwahrscheinlich. Somit kann man erwarten, daß die Windrichtung aus Südost bis Süd noch bestehen bleibt und daß bei dieser Richtung die obere Grenze der Windgeschwindigkeit Bft 6 sein wird.

4.2 Deutschlandfunk-Seewetterbericht vom 25. 09. 1979

Das folgende Beispiel ist eine für die Nordsee typische spätsommerliche / frühherbstliche Wetterlage. Abbildung 18 enthält den Deutschlandfunk-Seewetterbericht vom 25. 09. 1979, 12.40 Uhr MEZ.

1. **Die Wetterlage** ist durch ein kräftiges Tief über dem Nordmeer sowie hohem Druck über West- und Mitteleuropa gekennzeichnet, so daß die gesamte Nordsee und das Skagerrak von einer starken Südwestströmung beeinflußt werden.

   Zu bemängeln ist an der Darstellung der Wetterlage, daß keine Fronten angegeben sind. Obwohl vermutlich die Fronten außerhalb der Vorhersagegebiete liegen, wird die Konstruktion des Druckfeldes zusätzlich erschwert. Es fehlen vor allem die sehr nützlichen Hilfspunkte der Schnittstellen zwischen Front und Isobaren.

2. Beim Eintragen der Druckzentren mit den Verlagerungspfeilen treten weiter keine Schwierigkeiten auf. Das Nordmeer-Sturmtief weit außerhalb des Kartenausschnittes wurde erwähnt, weil es wesentlichen Einfluß auf die Zugbahn des Randtiefs hat. Nachdem alle Stationsmeldungen in die Bordwetterkarte übernommen worden sind, fällt uns beim Vergleich der Druckwerte der ungewöhnlich hohe Betrag 1 013 mbar an der Station 4 auf. Zwischen den Stationen 4 und 3 würde demnach eine Druckdifferenz von nur 2 mbar quer über der nördlichen Nordsee starken Südwestwind hervorrufen. Nach Westen bis zum Tiefkern würden sich andererseits auf engem Raum 4 Isobaren drängen, was vollen Südweststurm bedeutet. An der Station 4 ist jedoch nur Südwest 4 gemessen worden. Der Druck 1 013 mbar muß falsch sein. Wenn wir einen Übermittlungsfehler annehmen und bei Station 4 1 003 mbar einsetzen, erhalten wir überall realistische Druck- und Strömungsverhältnisse.

3. Wie im vorigen Beispiel bedienen wir uns bei der **Konstruktion des Druckfeldes** mehrerer Hilfspunkte. Zwischen den Stationen 4 und 24 nimmt entlang der Verbindungslinie der Druck bis zum Tiefzentrum ab und westlich vom Tief wieder zu. Die Isobarenabstände lassen sich nur grob festlegen, da die Lage des Randtiefs mit „dicht westlich der Hebriden" nicht eindeutig definiert ist.

   Auf die Schwierigkeiten, die erste, beide Tiefs umfassende Isobare zu finden, wurde bereits hingewiesen. Aufgrund der zur Verfügung stehenden Angaben ist es möglich, die 995 mbar-Isobare abgeschlossen um das Randtief zu zeichnen und die zweite 995 mbar-Isobare etwa in der gestrichelten Form zu skizzieren. Auf diese Weise würde der Trog westlich von Kap Svinöy mit Südwest 7 sogar noch besser betont. Die ausgezogene 995 mbar-Isobare entspricht allerdings den tatsächlichen Druckverhältnissen: sie umschließt beide Tiefs. In der Nordsee wurde der Isobarenverlauf geglättet, um die gleichgerichtete Südwestströmung der Stationen zu bestätigen, so daß die Linien nicht in jedem Fall direkt durch die Hilfspunkte gehen.

   Entsprechend der angenommenen Zugrichtung des Randtiefs und der Verlagerung des Hochkeils wird sich das ganze dargestellte Druckfeld nach Osten verschieben. Die Prognosen tragen dieser Entwicklung Rechnung: für die gesamte Nordsee wird Südwestwind vorhergesagt mit den höchsten Windstärken im Westteil der mittleren Nordsee. Hier wird sich der westbritische Trog am intensivsten auswirken. Auch im Kattegat und in der westlichen Ostsee dreht der Wind auf Südwest und nimmt zu. In der mittleren Ostsee werden ebenfalls rückdrehende Winde angenommen: der Hochkeil über Mecklenburg verliert seinen Einfluß auf die Ostsee.

   Das Randtief soll nach 24 Stunden an der Südküste Norwegens liegen. Eine entsprechende Ostverlagerung muß daher für den westbritischen Trog angenommen werden, so daß zumindest für den westlichen Teil der Nordsee ein geringfügiges Rechtdrehen des Windes zu erwarten ist. Die Aussichten geben daher für die betreffenden Seegebiete „Südwest bis West" an.

   Welche zusätzliche Information liefert uns die eigene Wetterbeobachtung in diesem Fall?

   Westliche Ostsee um 13.00 Uhr Ortszeit: Nordnordwest 3, fast wolkenlos, das Barometer zeigt keine Tendenz, was bedeutet, daß der bisher schwache Druckanstieg aufgehört hat. Bei beginnendem Druckfall wird der Wind rückdrehen. Meist setzen beide Vorgänge gleichzeitig ein.

In der deutschen Bucht hat der Druckfall zugenommen: von 10 bis 13 Uhr ca. 1 mbar. Auch der Wind hat aufgefrischt und erreicht 20 Knoten, d.h. obere Windstärke 5.

Für den Beobachter im westlichen Skagerrak dürften kaum noch Zweifel bestehen, daß zumindest in Böen die angesagte Windstärke 8 erreicht und auch überschritten wird. Am Wolkenbild erkennt er die klassische Aufzugsbewölkung, und der Südwestwind hat bereits Bft 6 erreicht. Dem Barometer entnimmt er einen Druckfall von 1.5 bis 2 mbar innerhalb der letzten drei Stunden. Die Luftströmung, vorher glatt und stetig, bekommt mehr und mehr „Drücker": Böen kündigen sich an.

Ist auch bei dieser Wetterlage ein Ausblick auf die „weiteren" Aussichten möglich?

Das Sturmtief über dem Nordmeer liegt fest. Es wird also auch für den Folgetag seine steuernde Funktion beibehalten. Der Keil des Azorenhochs schwenkt weiter nach Osten; aus seiner Existenz schließen wir auf ein gut ausgebildetes Azorenhoch. Zwischen Nordmeertief und Azorenhoch bleibt die sogenannte West-Lage mit überwiegend westlichen Windkomponenten in Nord- und Ostsee dominierend. Charakteristisch für solche Wetterlagen sind aber auch Störungen, die rasch über den Nordatlantik ostwärts geführt werden und in der Nordsee Windrichtung und -stärke stark modifizieren.

Wir können daher davon ausgehen, daß die Hauptwindrichtung in den folgenden zwei Tagen bei West bleiben wird; Aussagen über zu erwartende Windstärken sind nicht möglich.

Abbildung 19 zeigt die Wetterlage vom 26. 09., 00 GMT, also am Ende des 12-stündigen Vorhersagezeitraumes. Die Darstellung der Fronten macht nachträglich deutlich, daß der von uns analysierte Trog westlich der Britischen Inseln als Kaltfront zu deuten ist, die jetzt über der mittleren und nördlichen Nordsee liegt. Jetzt wird auch die beobachtete Bewölkung verständlich. Hinter der Kaltfront dreht der Wind auf West. Aus dem Isobarenabstand sind die hohen Windgeschwindigkeiten im Skagerrak ersichtlich.

Das Randtief ist schneller gezogen als angenommen, denn es liegt bereits nach 18 Stunden bei Svinöy, wo wir es erst nach 24 Stunden erwartet hatten. Auch dies ist ein Hinweis dafür, daß sehr rasche Wetterentwicklungen für West-Lagen typisch sind.

4.3 Deutsche Welle-Seewetterbericht vom 09. 04. 1980

Die „Bewältigung" des letzten Beispieles dürfte nach den vorangegangenen Übungen keine Schwierigkeiten mehr bereiten. Es handelt sich um den Seewetterbericht der Deutschen Welle Köln vom 09. 04. 1980 (Abbildungen 20, 20a) für das westliche Mittelmeer.

Es sollte angestrebt werden, die Isobaren ohne zusätzliche Hilfslinien zu zeichnen, da die Wetterlage recht eindeutig ist. Das Tief über Korsika liegt weit südlich, praktisch in der Straße von Bonifatio, was durch die Stationsmeldung von Ajaccio (Ostwind, 1003 mbar) deutlich wird. Der Ausläufer im Tyrrhenischen Meer ist eine Kaltfront, da die zugehörige Warmfront gesondert angegeben ist. Auch die Lage der Kaltfront ist durch die Stationen 9 (Südwestwind) und 10 (Nordwestwind) unschwer zu finden.

Eine solche Wetterlage: hoher Druck über der Biskaya und Spanien und tiefer Druck östlich von Korsika ist typisch für Mistralbedingungen im Golfe du Lion und bei den Balearen. In den meisten Fällen – so auch hier – entsteht eine derartige Druckverteilung durch südwärts über die Alpen vordringende Kaltluft mit anschließender Bildung eines Lee-Tiefs im Golf von Genua sowie gleichzeitigem Druckanstieg über Spanien und der Biskaya.

Der stärkste Druckgegensatz wird dabei im Golfe du Lion und nördlich der Balearen aufgebaut. Bei der Station 5 (Marseille) wird das zugehörige Starkwindfeld mit Nordnordwest 6 bereits angedeutet.

Die 24-stündigen Vorhersagen für die Gebiete: Golfe du Lion, Ligurisches Meer, westlich Korsika / Sardinien und Tyrrhenisches Meer tragen dieser Entwicklung Rechnung. Für einen 24-stündigen Zeitraum sind die vorhergesagten Windstärken 6 bis 7 durchaus charakteristisch. Erfahrene Mittelmeersegler wissen jedoch, daß bei einer solchen Wetterlage kurzfristig erheblich höhere Windstärken auftreten können. So sollte man in diesem Falle besonders im Golfe du Lion und nordöstlich der Balearen mit Nordnordwest 8, in Böen 9 rechnen und Boot und Besatzung darauf vorbereiten. Der Vorteil einer Bordwetterkarte wird hier augenfällig, da der schmale Bereich des Starkwindfeldes recht gut zu lokalisieren ist.

Nach 24 Stunden liegt das Tief südlicher als angenommen und hat sich bis 1 008 mbar aufgefüllt (Abbildung 21). Die Mistral-Situation ist etwas entschärft, obwohl sich über dem Ligurischen Meer und Norditalien ein Trog erhalten hat. Der Hochkeil 1 020 mbar ist weiter nach Osten und Südosten geschwenkt und überdeckt ganz Westeuropa. Insbesondere durch den nachfolgenden Druckanstieg treten im Golfe du Lion und im Ligurischen Meer weiterhin starke Nord- bis Nordostwinde auf.

5. Weitere Auswertung der Bordwetterkarten

Nur um die amtlichen Prognosen bestätigt zu bekommen, wäre Aufwand und Mühe zur Erstellung einer Bordwetterkarte sicher zu groß. Eine gut analysierte Wetterkarte liefert jedoch noch weitere Informationen, die auf die Wahl des Kurses und auf das Törn-Ziel Einfluss haben.

5.1 Bestimmung von Windrichtung und -stärke

Bei einiger Erfahrung im Umgang mit Wetterkarten läßt sich die Windgeschwindigkeit aus dem Isobarenabstand abschätzen. Folgende Gesetzmäßigkeiten beeinflussen zusätzlich die Windgeschwindigkeit (gleicher Isobarenabstand jeweils vorausgesetzt):

- Gegen den Uhrzeigersinn (zyklonal) fließende Luftmassen haben **niedrigere** Geschwindigkeiten als im Uhrzeigersinn (antizyklonal) fließende (Ursache: Zentrifugalkraft);
- in südlicheren Breiten erzeugt die gleiche Druckdifferenz höhere Geschwindigkeiten als in nördlicheren (Ursache: Corioliskraft ist breitenabhängig);
- in kalten, instabil geschichteten Luftmassen über warmem Wasser treten höhere Windgeschwindigkeiten auf als in warmen, stabil geschichteten Luftmassen über kaltem Wasser (Ursache: turbulente Zusatzkomponenten in Form von Böen, die aus höheren Luftschichten nach unten transportiert werden).

Eine genauere Bestimmung der Windgeschwindigkeit ist mit Hilfe von Diagrammen und sogenannten Windlinealen möglich. Wind-Nomogramme (nach Rudloff, Abbildung 22 und 23) haben den großen Vorteil, daß sie für alle Kartenprojektionen und alle Maßstäbe anwendbar sind. Zur Ermittlung der Windgeschwindigkeit wird der jeweilige Isobarenabstand (in Breitenkreiseinheiten!) und der Krümmungsradius der Isobaren aus der Bordwetterkarte (grob) abgelesen.

Die Abbildungen 22 und 23 enthalten nur Tafeln für geradlinie und zyklonal gekrümmte Isobaren der Krümmungsradien r = 20, 10, 5, 3, 1. | **vertikal** ist die geographische Breite (φ) aufgetragen. Der Isobarenabstand d wird in Breitengraden abgelesen. Da wir stets in Abständen von 5 zu 5 mbar Isobaren zeichnen, nennen wir diesen Abstand d_5. Beträgt der Abstand zwischen zwei Isobaren z. B. 3 Breitengrade ($d_5 = 3$), so wäre der 1-mbar-Isobarenabstand $d_1 = d_5 / 5 = 0.6$. Dieser 1-mbar-Abstand d_1 ist in den Nomogrammen als senkrechte Linie enthalten. Bei Wetterkarten mit anderem Isobarenabstand (z. B. 4 mbar – gebräuchlich im Britischen Wetterdienst) sollte stets auf d_1 zurückgerechnet und erst dann im Nomogramm die Windgeschwindigkeit abgelesen werden.

Die Linien konstanter Windgeschwindigkeit verlaufen von rechts unten nach links oben in Abständen von 5 zu 5 **Knoten***. Beim Ablesen ist zwischen diesen Linien zu interpolieren. Man erkennt, daß bei zunehmender zyklonaler Krümmung der Isobaren (geringer werdender Krümmungsradius) die Windgeschwindigkeit für einen bestimmten Wert für φ und d_1 abnimmt. $r = \infty$ gilt für gerade Isobaren. $r = 20$ bedeutet: der Abstand der betreffenden Isobare zum Tiefzentrum beträgt 20 Breitengrade = 1 200 Seemeilen. Bei größerem Krümmungsradius als $r = 20$ wird die Windgeschwindigkeit nach $r = \infty$ bestimmt und mit einem Zuschlag von etwa 10 Knoten versehen.

Zur Demonstration des Verfahrens einige Beispiele: Für obigen Fall ($d_1 = 0.6$ Breitengrade) entnehmen wir in 50 Grad N und für $r = 10$ (Isobarenabstand zum Tiefzentrum 10 Breitengrade) eine Windgeschwindigkeit von 14.5 Knoten entsprechend Bft 4.

Haben wir eine Wetterkarte mit Isobarenabständen von 4 zu 4 mbar, so ist bei dem gleichen Abstand $d_4 = 3$ Breitengrade: $d_1 = d_4 / 4 = 0{,}75$. Entsprechend ergibt sich ($\varphi = 50$, $r = 10$) eine Windgeschwindigkeit von 12 Knoten = Bft 4.

In einem Fall sehr enger Isobarenabstände messen wir die Distanz zwischen 10 mbar Druckunterschied und erhalten $d_{10} = 2$ Breitengrade, entsprechend $d_1 = 0.2$. Bei $r = 20$ und $\varphi = 40$ Grad N resultiert als Windgeschwindigkeit 44 Knoten = Bft 9.

In kalter Luft, die über warmes Wasser strömt, muß die so ermittelte Windgeschwindigkeit um 10 bis 20 % erhöht werden. Entsprechend ist die Nomogramm-Windgeschwindigkeit bei sehr gleichmäßiger Luftströmung (warme Luft über kaltem Wasser) um 5 bis 15 % zu reduzieren.

In der meteorologischen Praxis wird anstelle der Nomogramme häufig das sogenannte geostrophische Windlineal verwendet (Abbildung 24). **Nachteil:** dieses Windlineal kann nur bei Isobaren-Abständen von 5 mbar, einem Kartenmaßstab von 1: 12,5 Mill. und einer bestimmten Kartenprojektion verwendet werden. Vor allem: der Einfluß der Isobarenkrümmung wird nicht berücksichtigt, so daß diese Windgeschwindigkeit nur für geradlinie Isobaren richtig ist. **Vorteil:** Umrechnungen der der Wetterkarte entnommenen Isobarenabstände sind nicht erforderlich, d.h. die Windgeschwindigkeit kann in der entsprechenden geographischen Breite von der Schablone direkt abgelesen werden.

Bei der **Ermittlung der Windrichtung** erinnern wir uns, daß eine gewisse Komponente des Windes über die Isobaren hinweg vom hohen zum tiefen Druck weht. Bei mittleren Windgeschwindigkeiten ist über See ein Winkel von etwa 10 Grad zwischen Wind- und Isobarenrichtung realistisch, bei schwachen Winden kann dieser Winkel zwischen 30 und 45 Grad liegen. Im Bereich steiler und stark gegliederter Küsten besteht kein eindeutiger Zusammenhang zwischen Isobaren und Windrichtung.

5.2 Abschätzungen zur Höhe der Windsee

Die winderzeugenden Schwerewellen der Wasseroberfläche werden durch eine Reihe meßbarer Größen gekennzeichnet (Erläuterungen hierzu z.B. in A. Watts: Wind and Sailing Boats). Hier soll kurz auf die Möglichkeit, aus der Windgeschwindigkeit die ungefähre Wellenhöhe (Abstand zwischen Wellenberg und -tal) zu ermitteln, eingegangen werden. In der Abbildung 25 sind mittlere Wellenhöhen und Bft-Windstärken einander zugeordnet. Diese Wellenhöhen gelten für offene Seegebiete. In der westlichen Ostsee z.B., in Landnähe, bei ablandigem Wind sind die Wellenhöhen niedriger, die Wellenperiode kürzer und die Neigung steiler.

Neben der Windstärke wird die Ausbildung der Windsee wesentlich beeinflußt von

- der Dauer der Windeinwirkung (eine einzelne Bordwetterkarte gibt daher nur beschränkt Auskunft über die Wellenhöhe),

*) Die Windfieder in den Nomogrammen geben abweichend von unserem Gebrauch statt Bft-Windstärken die Windgeschwindigkeit in Knoten an. Ein ganzer Strich entspricht 10, ein halber 5, ein Wimpel 50 Knoten.

– der Länge des Windweges über dem Wasser,
– den Eigenschaften der Luftmasse (kalt, warm, böig, laminar usw.).

Die beiden Kurven in Abbildung 25 legen untere und obere Grenzen der möglichen Seegangshöhen fest. Die starke Zunahme der schraffierten Fläche mit steigenden Windgeschwindigkeiten zeigt, daß der unterschiedliche Einfluß der genannten meteorologischen Bedingungen zu einer erheblichen Streuung der Seegangshöhen bei den höheren Windstärken führt. Bezüglich des Windweges stellen die angegebenen Seegangshöhen eine bereits ausgereifte Windsee dar.

Die Abhängigkeit des Seegangs von der Länge des Windweges („Fetch"), d. h. in kleineren Seegebieten der Einfluß des Abstandes vom Land, ist in Abbildung 26 für verschiedene Windstärken dargestellt. Charakteristisch für alle Windgeschwindigkeiten ist die extreme Zunahme der Wellenhöhen in den ersten 20 bis 40 Meilen Abstand vom Land. Gerade bei hohen Windstärken spielt daher der „Landschutz" eine große Rolle.

Der hier dargestellte Verlauf der Seegangshöhe wurde aus vielen Messungen gemittelt. Bei besonders böigen Windverhältnissen wachsen die Wellen noch rascher auf maximale Höhen an als Abbildung 26 zeigt.

Literaturverzeichnis:

1. R. Scherhag: Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose, Berlin 1948.
2. A. Watts: Wind and Sailing Boats, Adlord Coles Ltd., London 1965.
3. Zeichnen und Nutzen von Wetterkarten durch Seeleute, DWD, Seewetteramt, Einzelveröffentlichungen, Hamburg 1970.
4. Nautischer Funkdienst, Bd. III, Abschnitt D, DHI Hamburg 1979.

Anhang

Abbildung 1 Übersicht deutschsprachiger Seewetterberichte und Wettervorhersagen des Deutschen Wetterdienstes, Seewetteramt, für die Schiffahrt. Die GLZ = Gesetzliche Landes Zeit wird seit Einführung der Sommerzeit verwendet.

Abbildung 2 Vordrucke der im Seewetteramt erhältlichen Bordwetterkarten für Nord- und Ostsee sowie das westliche Mittelmeer. Die Originale haben die doppelte Größe und kosten DM 0,35 pro Stück. Maßstab und Projektion entsprechen den im Seewetteramt gebräuchlichen Arbeitskarten.

Abbildung 3 Fiktive Druckverteilung über dem Nordatlantik mit den meteorologischen Begriffen zur Beschreibung von Wetterlagen.

Abbildung 4 Im Deutschen Wetterdienst gebräuchliche Windtafel mit Wingeschwindigkeitstabelle. In den Seewetterberichten werden nur die innerhalb des Kreises angegebenen Hauptwindrichtungen verbreitet.

Abbildung 5 Abweichend von anderen Wetterkarten ist es bei Bordwetterkarten vorteilhaft, die Windgeschwindigkeit als Beaufort-Stärke nach nebenstehendem Schlüssel einzutragen.

Abbildung 6 Mit diesen Symbolen wird eine „vollständige" Wettermeldung verschlüsselt. Nur eine Auswahl davon (Abbildung 2) wird in den Seewetterberichten verwendet.

Abbildung 7 Beispiel einer Interpolation zwischen 6 vorgegebenen Druckwerten. Die Hilfslinien sind punktiert.

Abbildung 8 Ein anderes Beispiel mit 5 Druckwerten, einem sogenannten neutralen Punkt N sowie 4 Druckzentren (aus Lit. 2).

Abbildung 9 Interpolation zwischen höchstem und tiefstem Druck entlang einer Hilfslinie. Berücksichtigt wurde die Änderung der Windstärke, wie sie zwischen zwei gut ausgeprägten Druckzentren typisch ist (aus Lit. 2).

Abbildung 10 Berücksichtigung von Windrichtung und -stärke beim Zeichnen der Isobaren (aus Lit. 4).

Abbildung 11 Mögliche Fehlerquellen beim Zeichnen der Isobaren (aus Lit. 2).

Abbildung 12 Tief mit Randtief. Die gestrichelt gezeichneten Isobaren zeigen, wie eine solche Druckverteilung nicht zu analysieren ist.

Abbildung 13 Beispiel einer durch drei Druckwerte definierten Kaltfront: hier schneiden die entsprechenden Isobaren die Front.

Abbildung 14 Unterschiedliche Isobarenabstände vor und hinter einer Kaltfront.
a) Windabnahme,
b) Windzunahme bei Frontdurchgang, bedingt durch unterschiedliche Neigung der Isobaren zur Front.

Abbildung 15 Typische Wetterlage zum Fall a) von Abbildung 14: „Vorderseitensturm" (aus Lit. 1).

Abbildung 16 + 16a Seewetterbericht des Deutschlandfunk vom 10. 04. 1979, 12.40 Uhr MEZ mit Wetter-Lage von 07.00 Uhr MEZ (= 06.00 Uhr GMT).

Abbildung 17 Wetterlage vom 11. 04. 1979, 06.00 Uhr GMT.

Abbildung 18 + 18a Seewetterbericht des Deutschlandfunk vom 25. 09. 1979, 12.40 Uhr MEZ mit Wetterlage von 07.00 Uhr MEZ (= 06.00 Uhr GMT).

Abbildung 19 Wetterlage vom 26. 09. 1979, 00.00 Uhr GMT.

Abbildung 20 + 20a Seewetterbericht der Deutschen Welle vom 09. 04. 1980, 13.50 Uhr GMT mit Wetterlage von 09.00 Uhr GMT.

Abbildung 21 Wetterlage vom 10. 04. 1980, 09.00 Uhr GMT.

Abbildung 22 + 23 Wind-Nomogramme zur Abschätzung der Windgeschwindigkeit auf See (nach Rudloff, aus Lit. 4).

Abbildung 24 Windlineal zur Ermittlung des geostrophischen Windes.

Abbildung 25 Abschätzung der Seegangshöhen in Abhängigkeit der Windstärke (jeweils voll entwickelte See).

Abbildung 26 Zunahme der Seegangshöhe mit wachsender Strecke der Windeinwirkung bei verschiedenen Windgeschwindigkeiten.

Service des Seewetteramtes für die Sportschiffahrt

Regelmässige Seewetterberichte (Wetterlage, Vorhersage, Aussichten) und Windvorhersagen

Sender	Seegebiete	Frequenzen	Zeiten		
1. Norddeich Radio DAN	alle Nordseegebiete, Skagerrak, Engl. Kanal, Biskaya, Südlich Irland, Irische See, Hebriden, Pentlands, Norwegische, Isländische und Grönländische Küste	2614 kHz	08.10 20.10	täglich	UTC
2. Kiel Radio DAO	alle Ostseegebiete, Skagerrak, Kattegat	2775 kHz	07.40 19.40	täglich	UTC
3. Deutschlandfunk -Seewetterbericht-	Deutsche Bucht, Südwestliche Nordsee, Mittlere Nordsee, Skagerrak, Kattegat, Westliche Ostsee, Mittlere Ostsee	1269 kHz 1539 kHz (nur 01.05)	06.40 12.40 01.05	täglich	GLZ
4. Radio Bremen -Seewetterbericht-	wie Deutschlandfunk	936 kHz 88.3*89.3 MHz 92.1*93.8 MHz *ausser Sonnabends	23.05	täglich	GLZ
5. Deutsche Welle -Seewetterbericht für das Mittelmeer-	Golfe du Lion, Balearen, Ligurisches Meer, Westl. Korsika-Sardinien, Tyrrhenisches Meer, Adria, Ionisches Meer, Biskaya	9545 kHz 6075 kHz	15.10 16.30	Mo.-Fr. sonnabends	UTC UTC
6. Nordd. Rundfunk a. Segelsportbericht	Deutsche Bucht, Westl. Ostsee	2. Programm	08.05 22.05	vom 19.5. bis 5.10.	GLZ
b. Windvorhersagen	Deutsche Bucht, Westl. Ostsee	2. Programm	im Anschluss an die Nachrichtensendungen	täglich	GLZ
7. Radio Bremen Windvorhersage	Deutsche Bucht, Westl. Ostsee	936 kHz 88.3,89.3 MHz 92.1,93.8 MHz	07.00, 13.00, 19.00 nach den Nachrichten	täglich	GLZ
8. NDR/WDR Windvorhersage	Deutsche Bucht, Westl. Ostsee	1. Programm	06.00-24.00 stdl. nach den Nachrichten	täglich	GLZ

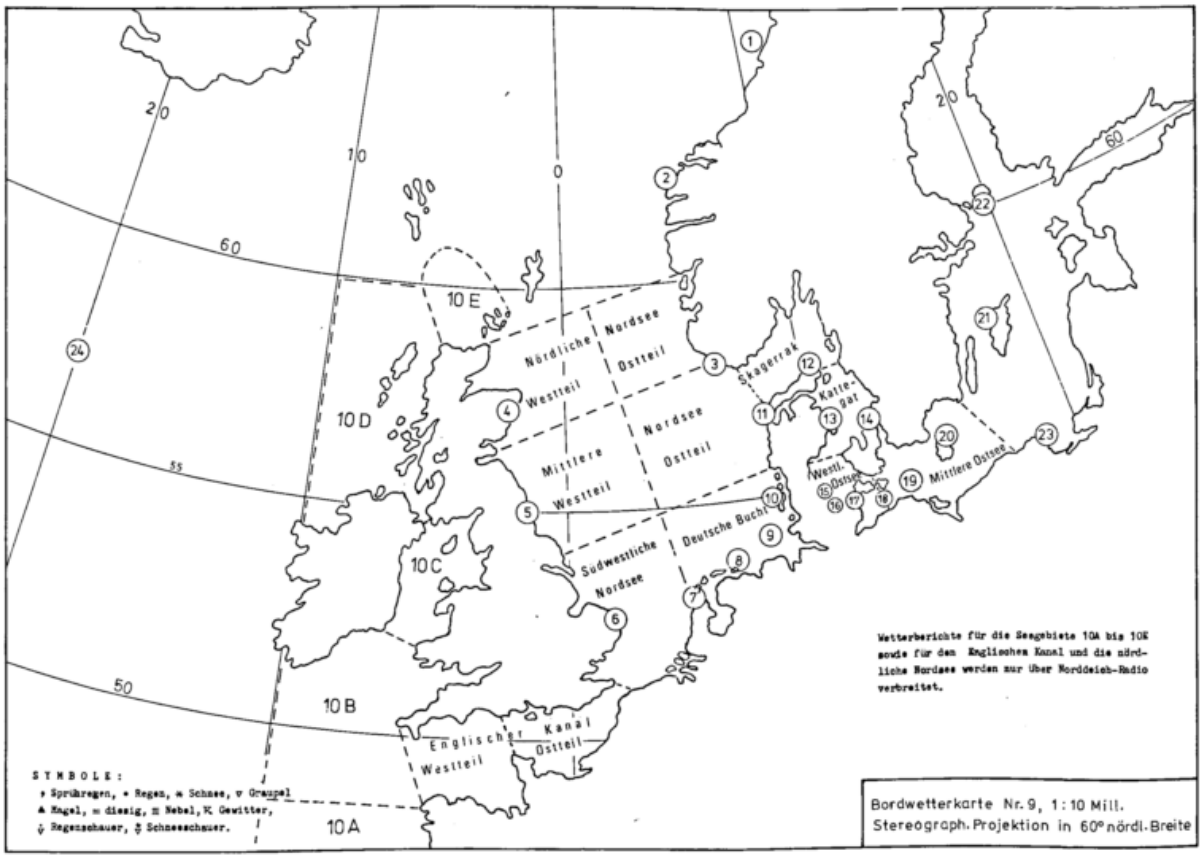
Starkwind- und Sturmwarnungen

1. Über Norddeich-Radio für alle Nordseegebiete und Skagerrak
2. Über Kiel-Radio für alle Ostseegebiete, Skagerrak und Kattegat
3. Optischer Signalwarndienst siehe Tafel

Abb. 1

DLF - Sendung vom ..... 12.40, 01.05, 06.40 Uhr MEZ

Wetterlage von heute 07 Uhr - gestern 19 Uhr - - heute 04 Uhr MEZ -	Stationsmeldungen vom , Uhr	Vorhersagen bis heute 24 Uhr - heute 12 Uhr - - heute 18 Uhr -	Aussichten bis morgen 12 Uhr - heute 24 Uhr - - morgen 06 Uhr -
	1 Sklinna	Deutsche Bucht	
	2 Svinoy		
	3 Lista		
	4 Aberdeen	Südwestliche Nordsee	
	5 Tynemouth		
	6 Hemsby		
	7 Den Helder	Mittlere Nordsee Westteil	
	8 FS Borkum Riff		
	9 Helgoland		
	10 List / Sylt	Mittlere Nordsee Ostteil	
	11 Thyboron		
	12 Skagen	Skagerrak	
	13 Fornaes		
	14 Kullen	Kattegat	
	15 Kegnaes		
	16 Leuchtturm Kiel	Westliche Ostsee	
	17 FS Fehmarn Belt		
	18 FS Mön		
	19 Arkona	Mittlere Ostsee	
	20 Bornholm		
	21 Visby		
	22 Mariehamn		
	23 Hel		
	24 Ozeanwetterschiff L		



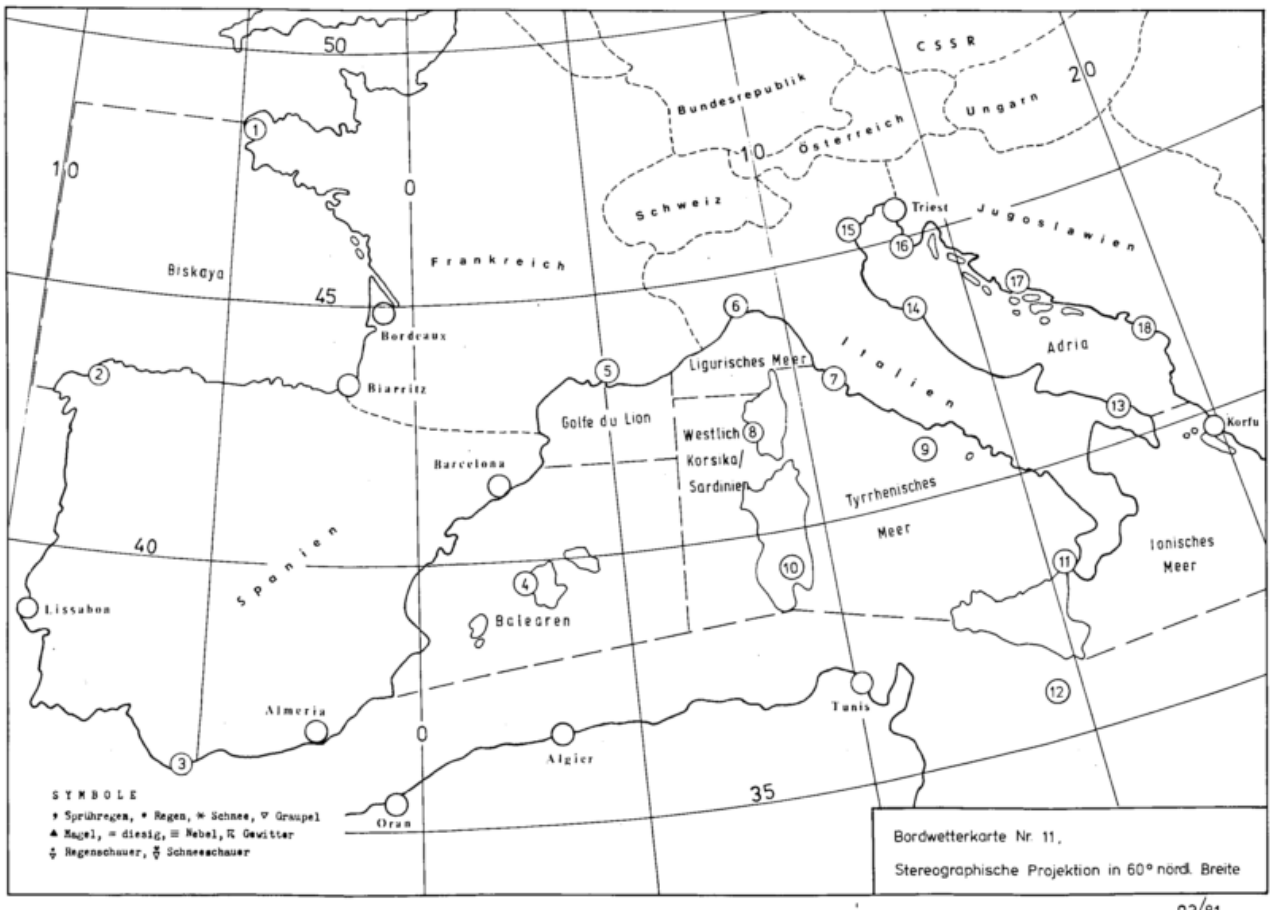
Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Bernhard-Nocht-Straße 76, 2000 Hamburg 4, Tel. 31 12 31, Telex 02 11 291 10/79

Abb. 2

Deutsche Welle Köln - Seewetterbericht vom ....., Mo-Fr: 15.30 GMT, Sa: 16.30 GMT

Wetterlage von heute 09.00 Uhr GMT	Stationsmeldungen von ....., 09.00 Uhr	Vorhersagen bis morgen mittag
	1 Brest	Golfe du Lion
	2 La Coruña	
	3 Gibraltar	Balearen
	4 Palma de Mallorca	
	5 Marseille	Ligurisches Meer
	6 Genova	
	7 Grosseto	westlich Korsika/Sardinien
	8 Ajaccio	
	9 Ponza	Tyrrhenisches Meer
	10 Cagliari	
	11 Messina	Adria
	12 Malta	
	13 Brindisi	Ionisches Meer
	14 Ancona	
	15 Venezia	Biskaya
	16 Pula	
	17 Split	
	18 Ulcinj	

Sendungen des ORF (werktags vom 04.05. bis Mitte Oktober) Stand: März 1981
06.45 GMT auf 6155 und 15410 kHz: Stationsmeldungen
11.00 GMT auf 6155, 7170 und 9770 kHz: Stationsmeldungen, Großwetterlage, Prognose



03/81

Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Bernhard-Nocht-Straße 76, 2000 Hamburg 4, Tel. (040)31 12 31, Telex 02 11 291 dwhard

Abb. 2

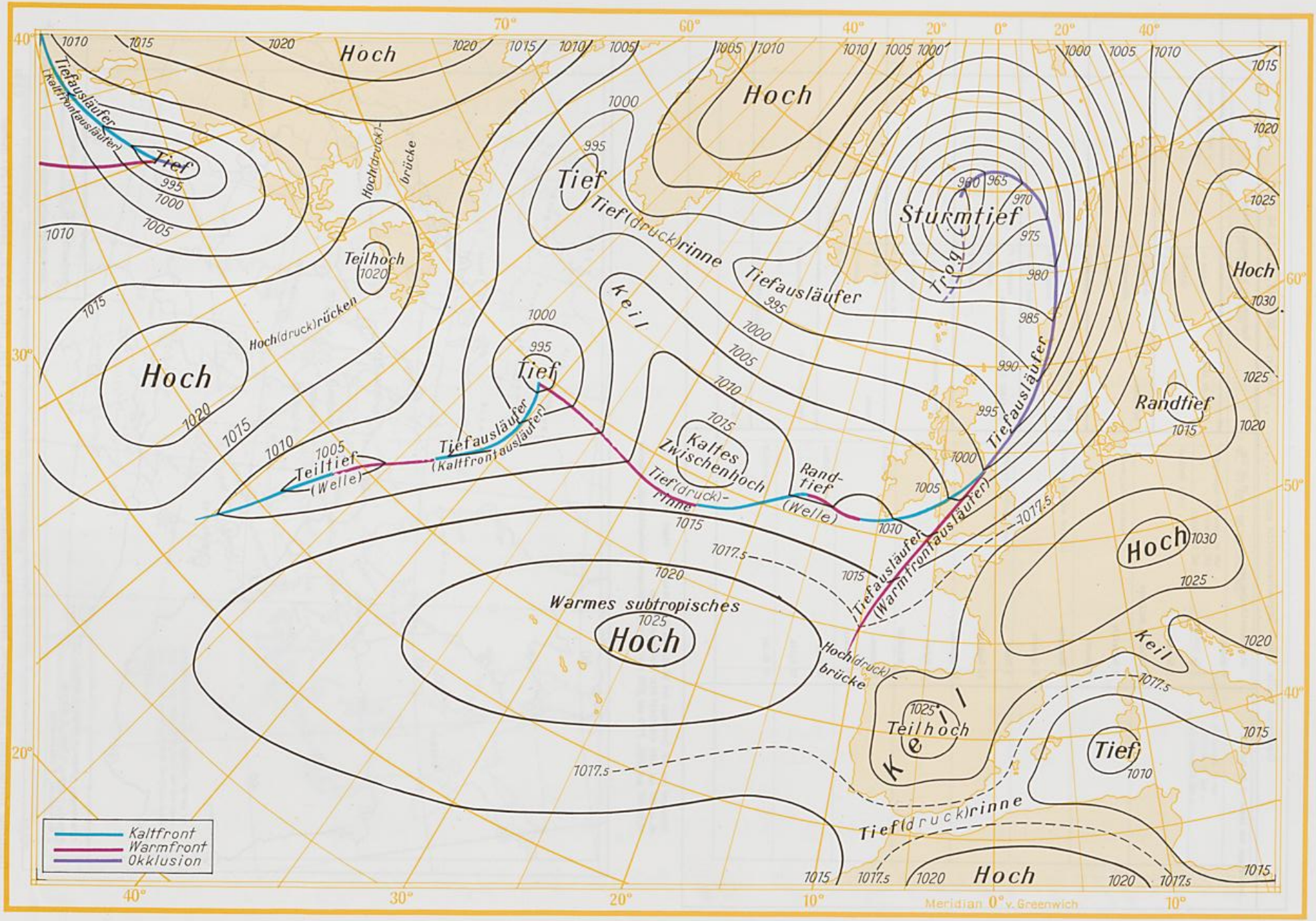
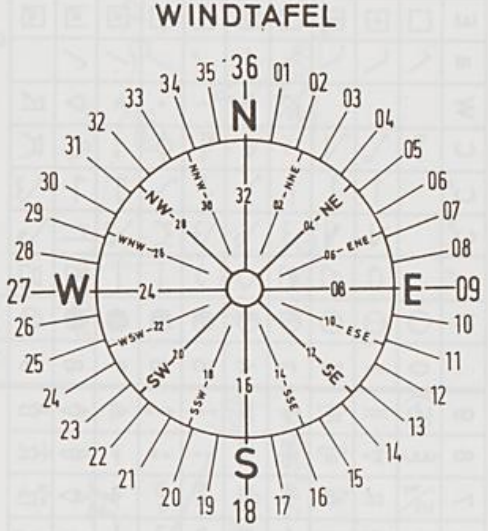

Hoch
Tief
Tiefausläufer
(Kaltfrontausläufer)
Hochdruck-
brücke
Teilhoch
Hoch(druck)rücken
Keil
Tief(druck)rinne
Sturmtief
Trog
Randtief
Teiltief
(Welle)
Kaltes
Zwischenhoch
Warmes subtropisches
Hoch
(Warmfrontausläufer)
Kaltfront
Warmfront
Okklusion
Meridian 0° v. Greenwich

Abb. 3

Bft	Knoten
0	<1
1	1 - 3
2	4 - 6
3	7 - 10
4	11 - 15
5	16 - 21
6	22 - 27
7	28 - 33
8	34 - 40
9	41 - 47
10	48 - 55
11	56 - 63
12	≥ 64

Abb. 5



Beziehungen zwischen Beaufortgraden und Windgeschwindigkeit

Beaufortgrad F	Windgeschwindigkeit m/s	km/h	Knoten	Mittlere Schlüsselzahl ff
0	0 – 0,2	unter 1	unter 1	00
0	0,3 – 1,5	1 – 5	1 – 3	02
2	1,6 – 3,5	6 – 11	4 – 6	05
3	3,4 – 5,4	12 – 19	7 – 10	09
4	5,5 – 7,9	20 – 28	11 – 15	13
5	8,0 – 10,7	29 – 38	16 – 21	18
6	10,8 – 13,8	39 – 49	22 – 27	24
7	13,9 – 17,1	50 – 61	28 – 33	30
8	17,2 – 20,7	62 – 74	34 – 40	37
9	20,8 – 24,4	75 – 88	41 – 47	44
10	24,5 – 28,4	89 – 102	48 – 55	52
11	28,5 – 32,6	103 – 117	56 – 63	60
12	32,7 und mehr	118 und mehr	64 und mehr	64

*) gegenüber der WMO Tabelle berichtigte Werte

DWD SY 4/79

Abb. 4

Symboltafel

ww	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9		N	C_L	C_M	C_H	C	W	a	E	
00											0									
10											1									
20											2									
30											3									
40											4									
50											5									
60											6									
70											7									
80											8									
90											9									
											/									

Abb.6

DWD SY 4/79

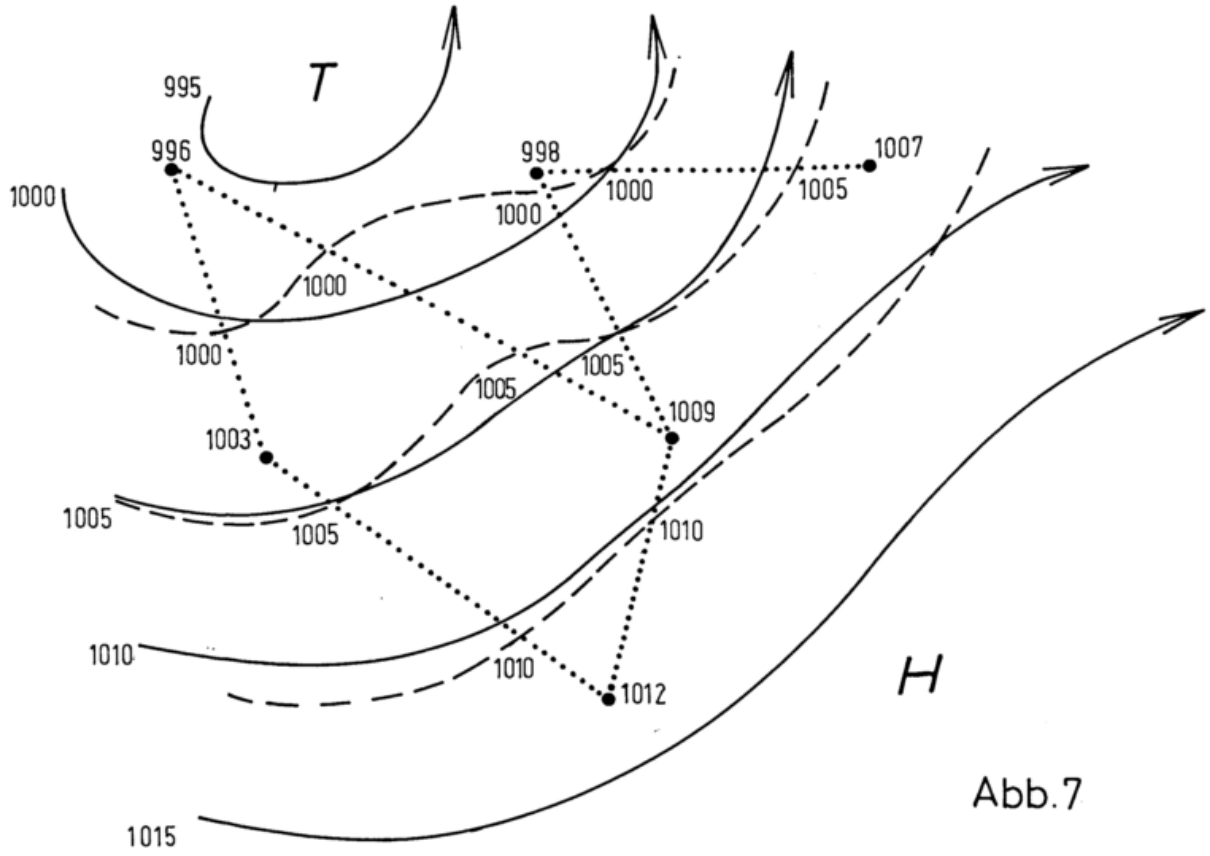


Abb.7

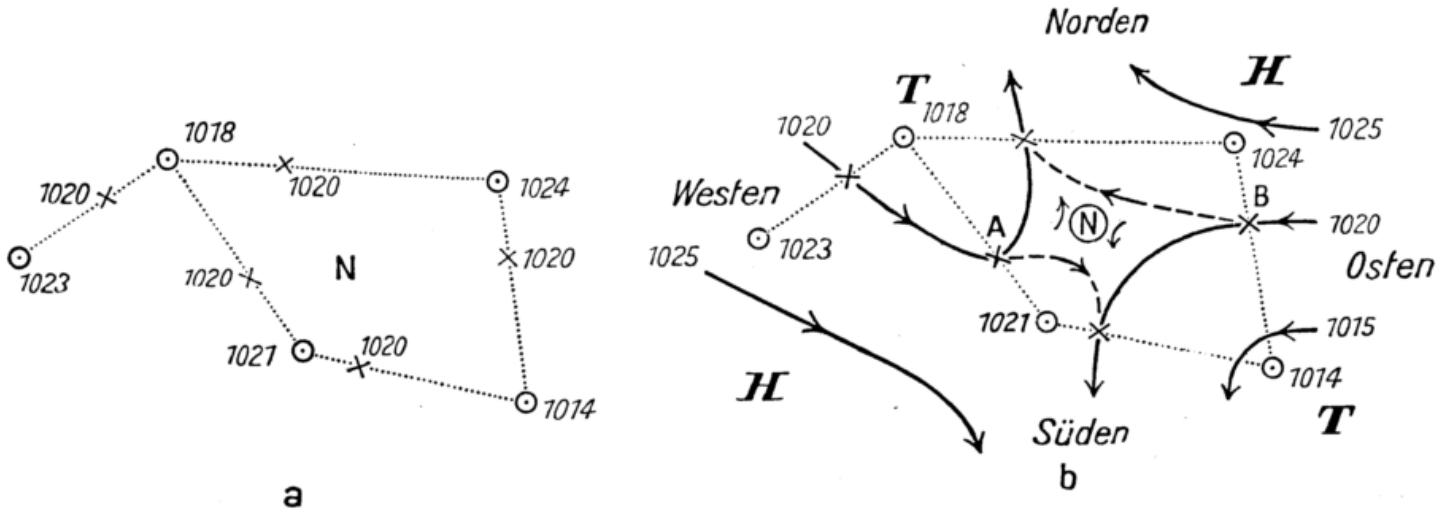

1018
1020
1020
1024
1023
1020
N
1020
1020
1021
1020
1014
a
Norden
H
T
1018
1020
1025
1024
Westen
B
1020
1023
A
N
1025
Osten
1021
1015
1014
H
T
Süden
b

Abb. 8

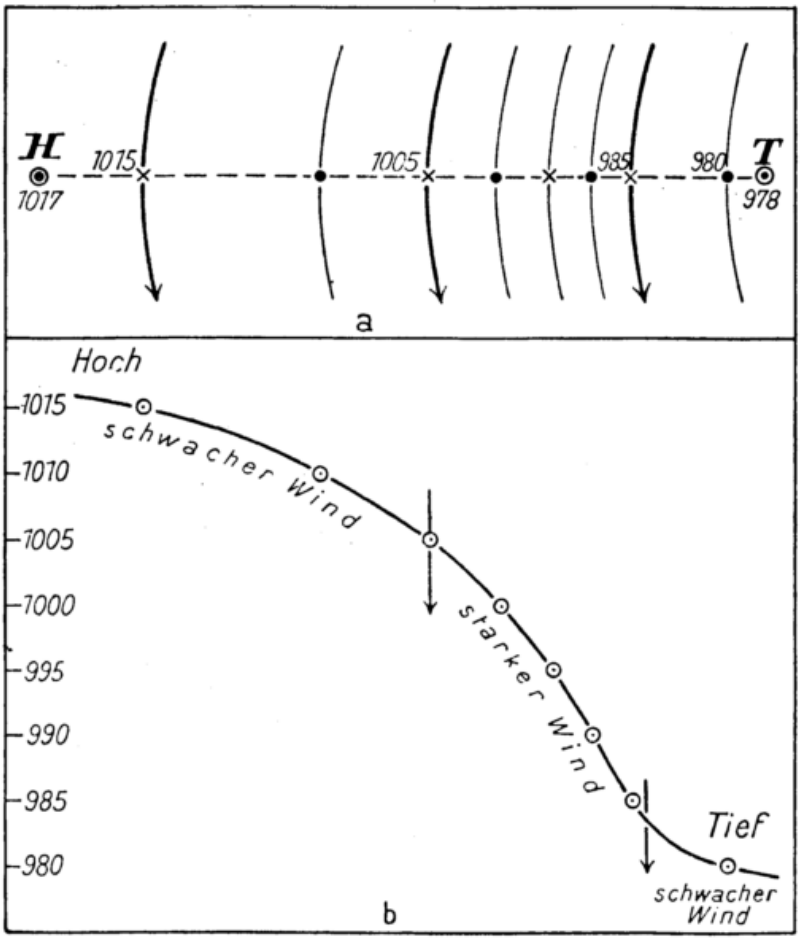

H
1015
1005
985
980
T
1017
978
a
Hoch
1015
schwacher Wind
1010
1005
1000
starker Wind
995
990
985
Tief
980
schwacher
Wind
b

Abb.9

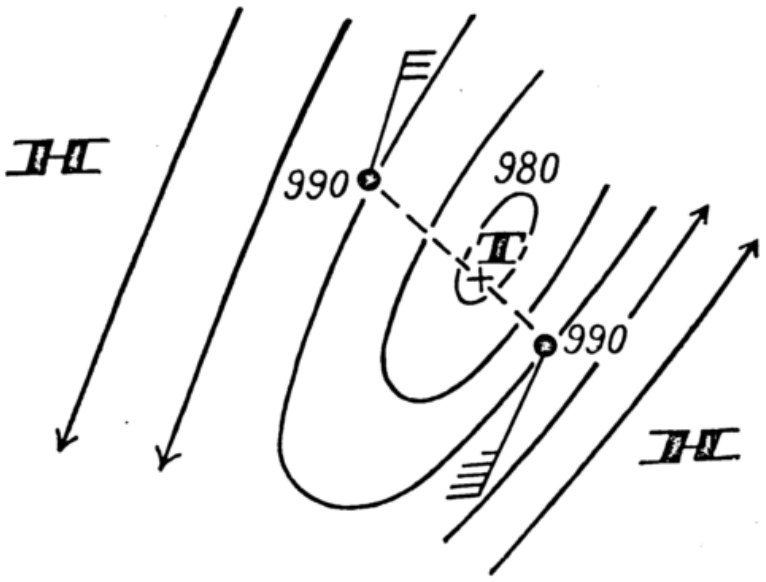

H
990
980
T
990
H

Abb.10

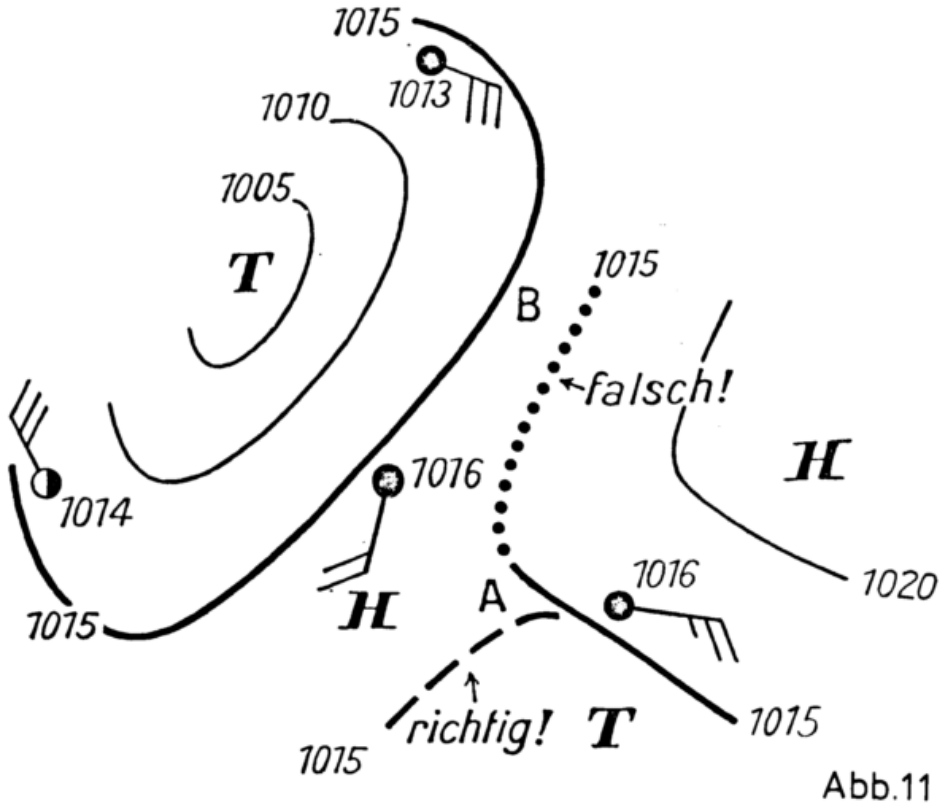

1015
1013
1010
1005
T
1015
B
falsch!
H
1016
1014
1015
H
A
1016
1020
richtig!
T
1015
1015

Abb.11

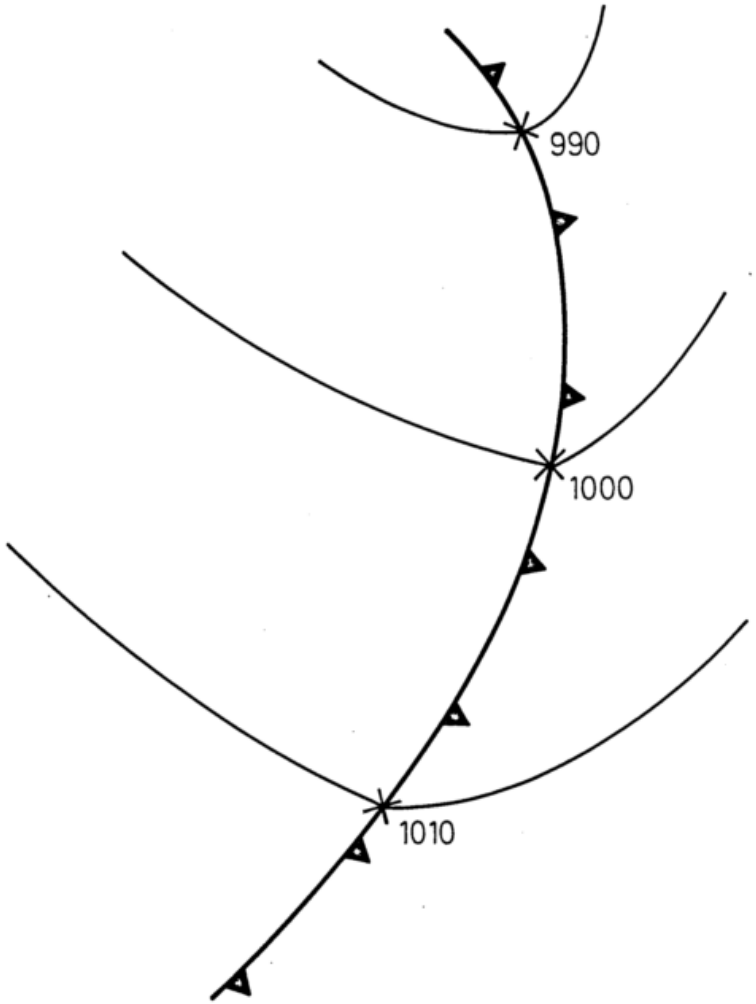


Abb.13

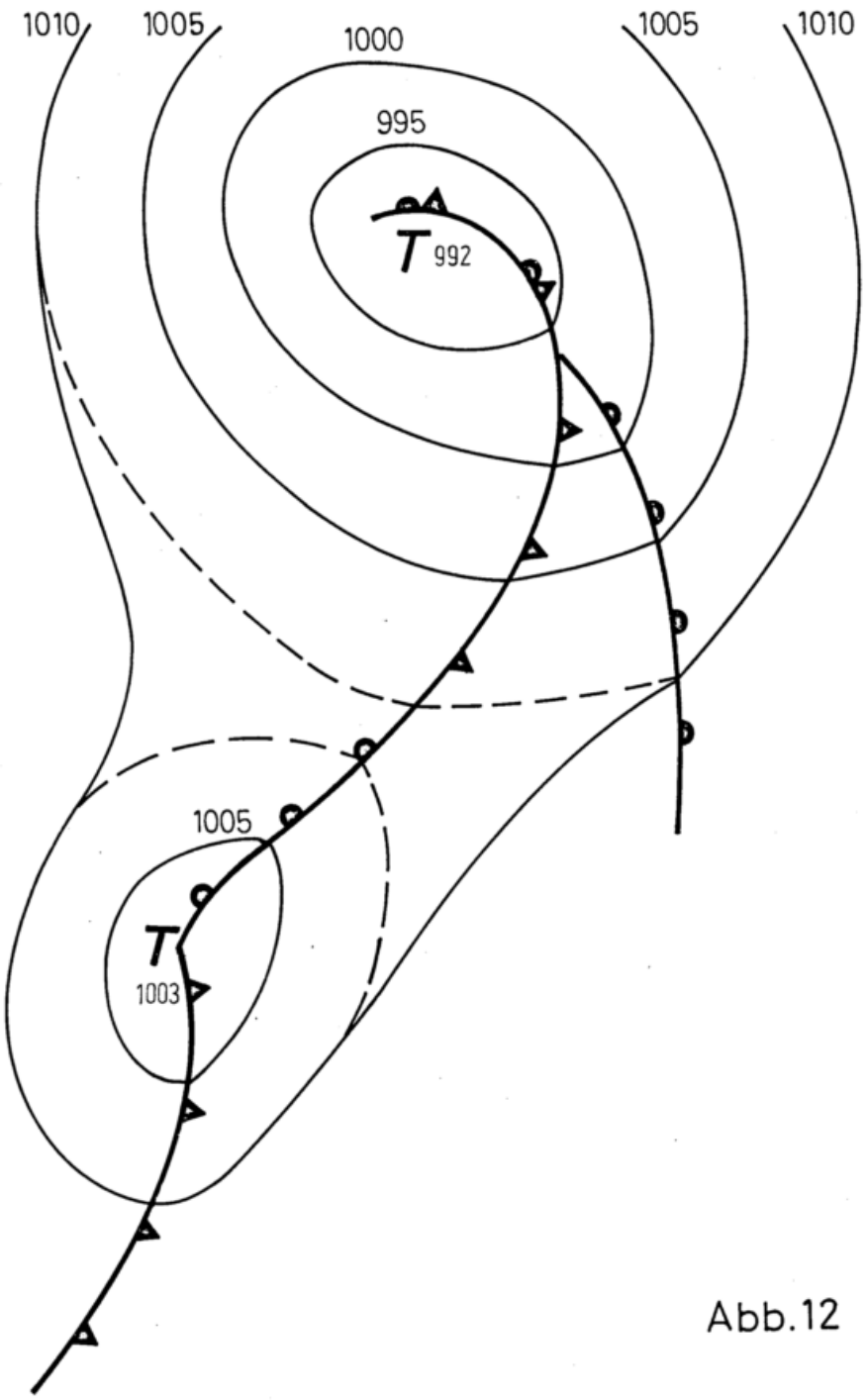
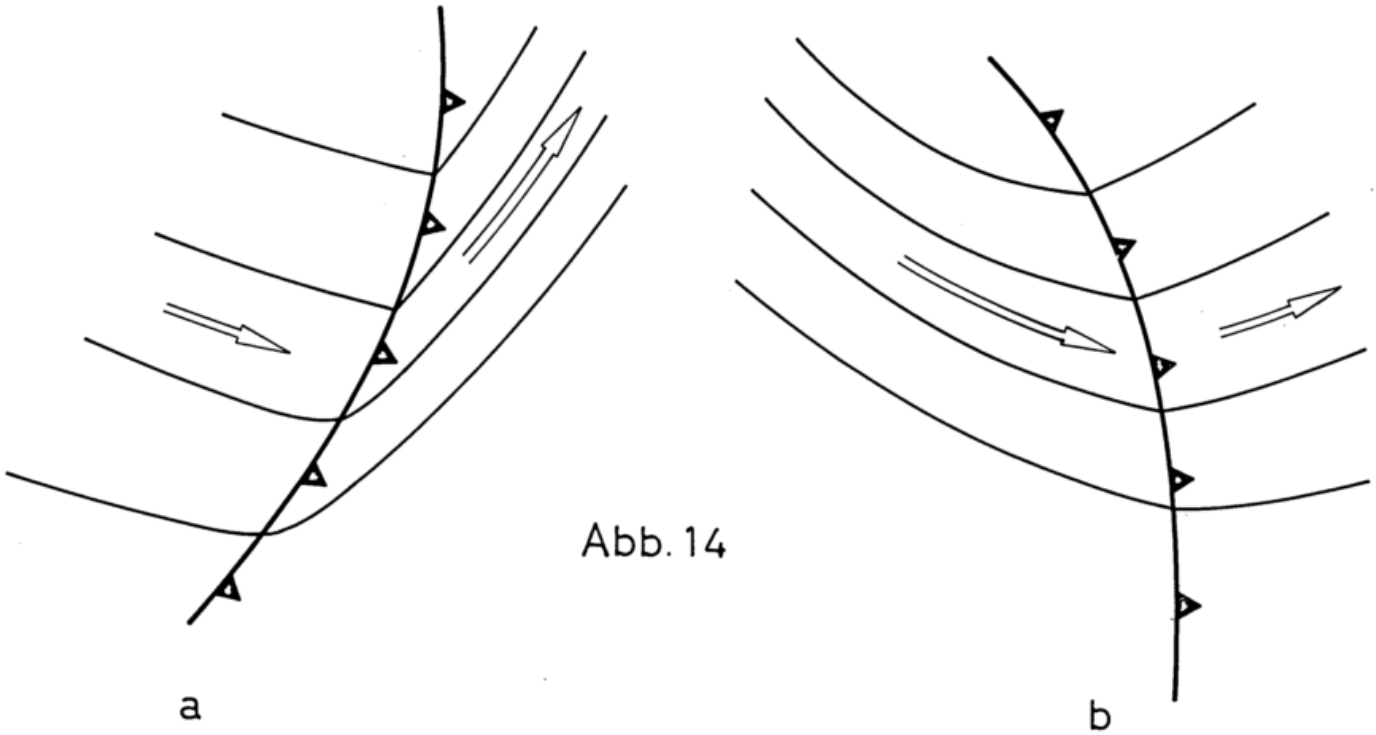


Abb.12



a b

Abb. 14

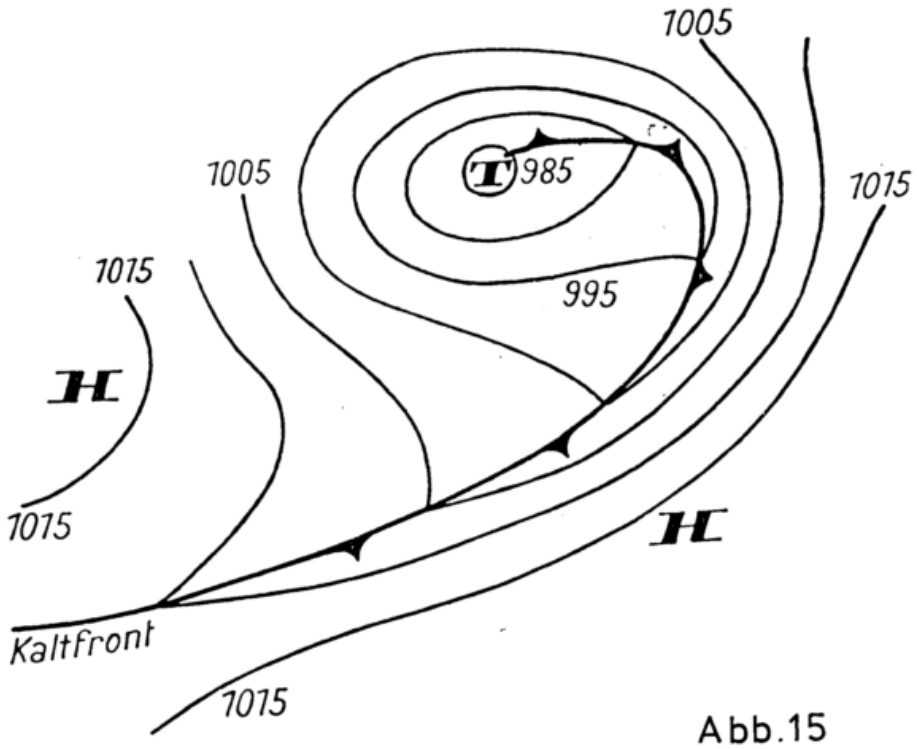


Abb. 15

DLF - Sendung vom ...10.04.79..... 12.40, Uhr MEZ

Abb. 16

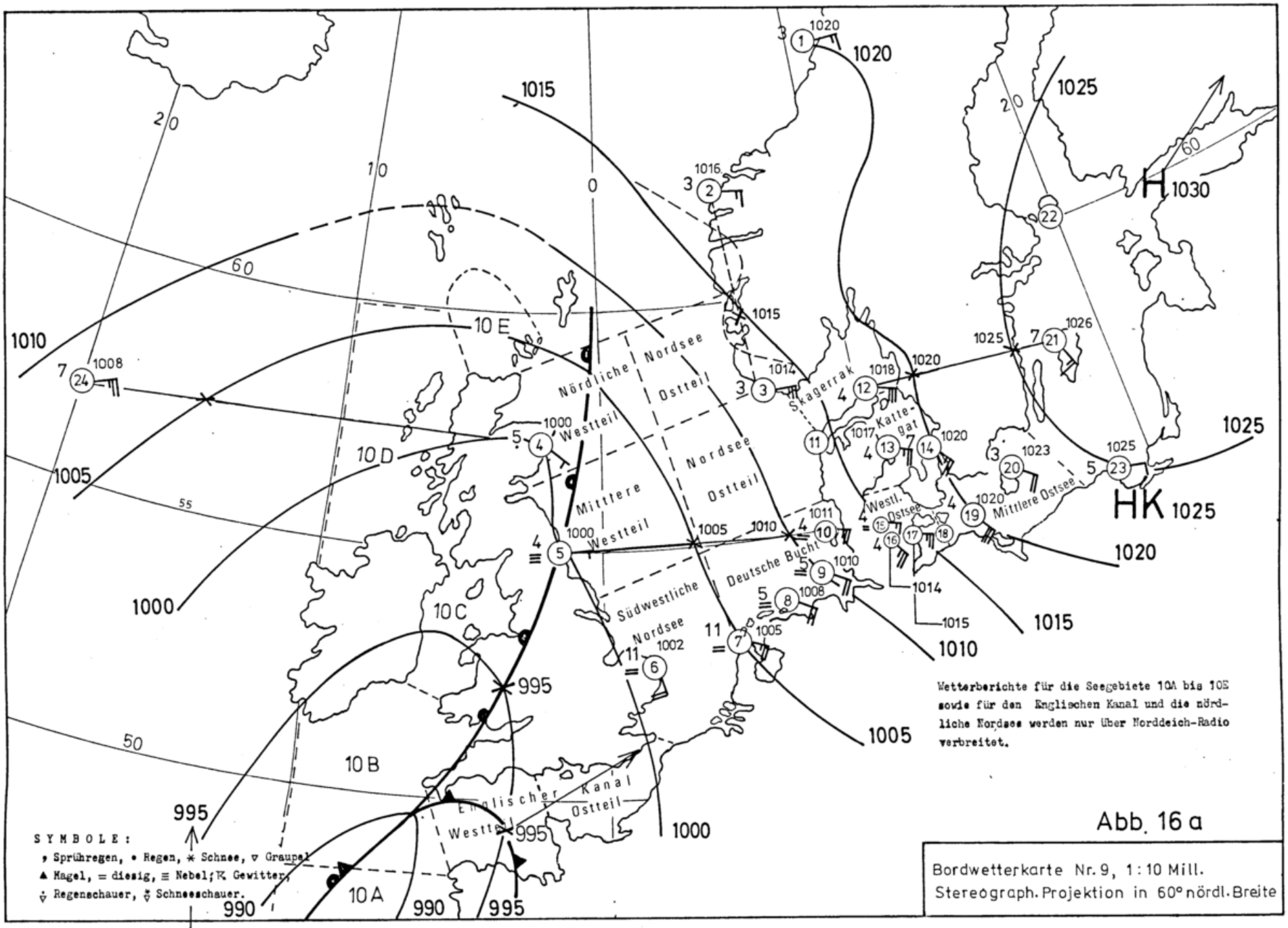
Wetterlage von heute 07 Uhr
~~- gestern 19 Uhr -~~
~~- heute 04 Uhr MEZ -~~

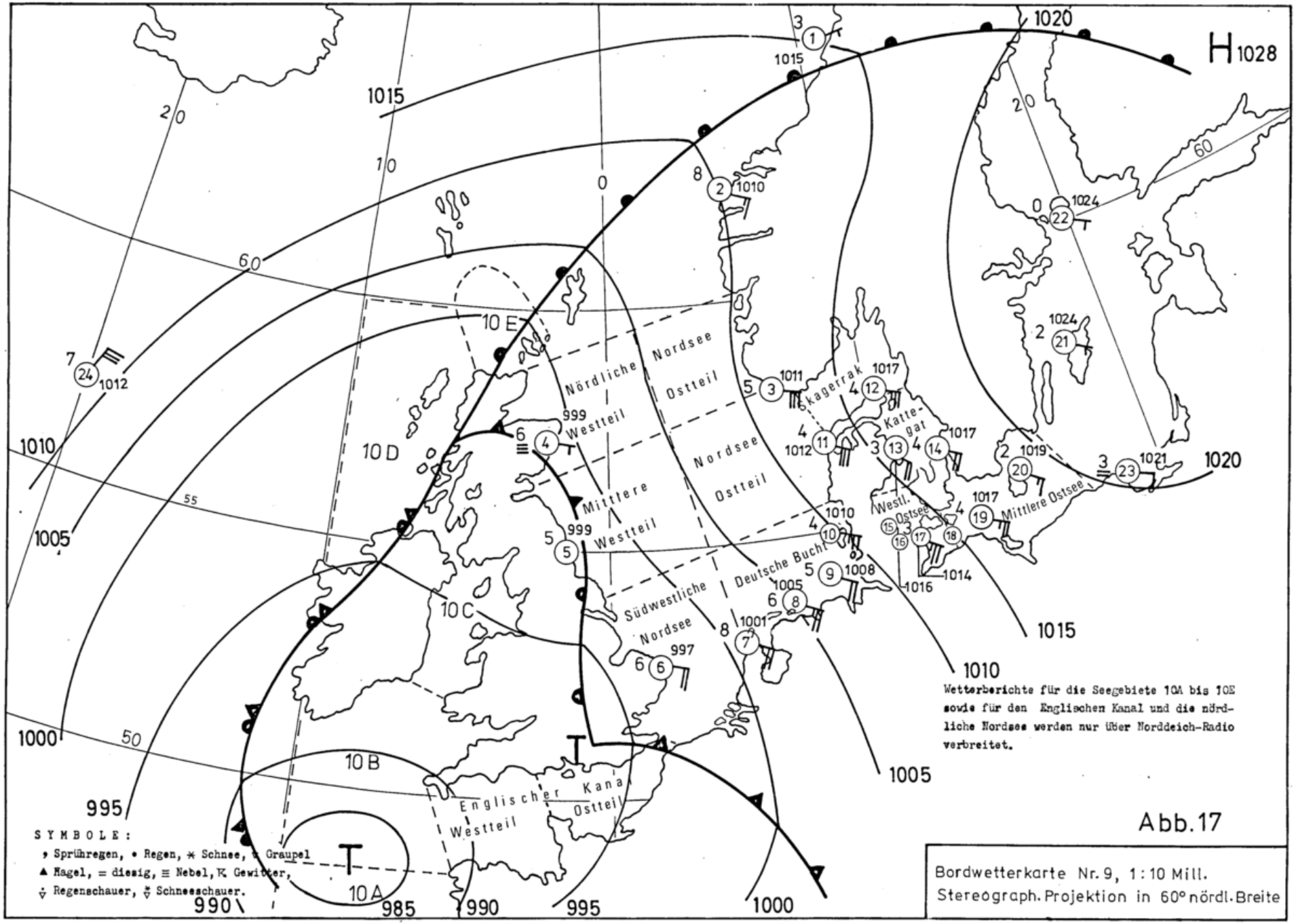
Sturmtief 977 120 sm westlich Kap Finisterre langsam nordziehend. Ausläufer 995 Wales, 1005 Westteil nördliche Nordsee, nordausweitend. Kaltfront 995, Westteil Ärmelkanal, 1005 Barcelona, nordostschwenkend. Hoch 1030 finnischer Meerbusen langsam nordostverlagernd, noch etwas verstärkend. Keil 1025 Danziger Bucht, 1017 Jugoslawien, wenig verlagernd, etwas abschwächend.

Stationsmeldungen vom 10.04.79, 10.00 Uhr

1	Sklinna	ENE 3		3°	1020
2	Svinoy	E 3		3°	1016
3	Lista	E 5		3°	1014
4	Aberdeen	SE 1	Regen	5°	1000
5	Tynemouth	E 1	Nebel	4°	1000
6	Hemsby	SSE 4	diesig	11°	1002
7	Den Helder	SE 5	diesig	11°	1005
8	FS Borkum Riff	SE 5	diesig	5°	1008
9	Helgoland	SE 4	diesig	5°	1010
10	List / Sylt	ESE 5	diesig	4°	1011
11	Thyboron	—			
12	Skagen	ESE 6		4°	1018
13	Fornaes	ESE 5		4°	1017
14	Kullen	SE 5		7°	1020
15	Kegnaes	ESE 5	diesig	4°	1015
16	Leuchtturm Kiel	SE 5		4°	1014
17	FS Fehmarn Belt	ESE 5	diesig	3°	1015
18	FS Mön	—			
19	Arkona	SE 6		4°	1020
20	Bornholm	SE 4		3°	1023
21	Visby	SSE 3		7°	1026
22	Mariehamn	—			
23	Hel	ESE 2		5°	1025
24	Ozeanwetterschiff L	ENE 5		7°	1008

Vorhersagen bis heute 24 Uhr ~~- heute 12 Uhr -~~ ~~- heute 18 Uhr -~~	Aussichten bis morgen 12 Uhr ~~- heute 24 Uhr -~~ ~~- morgen 06 Uhr -~~
Deutsche Bucht SE 5-6, diesig	wenig Änderung
Südwestliche Nordsee SE 5-6, diesig	SE 5-6, Nebelfelder
Mittlere Nordsee Westteil SE 6,	SE 6,
Mittlere Nordsee Ostteil diesig	im Westteil Nebelfelder
Skagerrak E bis SE 6, strichweise diesig	wenig Änderung
Kattegat SE 5-6, diesig	wenig Änderung
Westliche Ostsee SE 5-6, diesig	wenig Änderung
Mittlere Ostsee SE zunehmend 5-6, diesig	SE 5-6


1020
1015
1025
1030
H
1010
1005
1000
995
990
60
50
55
20
10
0
10 E
10 D
10 C
10 B
10 A
Nördliche Nordsee Ostteil
Nordsee Ostteil
Mittlere Nordsee Westteil
Südwestliche Nordsee
Deutsche Bucht
Skagerrak
Kattegat
Westl. Ostsee
Mittlere Ostsee
Englischer Kanal Westteil
Englischer Kanal Ostteil
HK 1025
T 977 (120 sm westl. Finisterre)
SYMBOLE:
, Sprühregen, • Regen, * Schnee, ▽ Graupel
▲ Hagel, = diesig, ≡ Nebel; ↯ Gewitter,
⛆ Regenschauer, ⛇ Schneeschauer.
Wetterberichte für die Seegebiete 10A bis 10E sowie für den Englischen Kanal und die nördliche Nordsee werden nur über Norddeich-Radio verbreitet.
Abb. 16 a
Bordwetterkarte Nr. 9, 1:10 Mill.
Stereograph. Projektion in 60° nördl. Breite


H 1028
1020
1015
1010
1005
1000
995
990
985
60
50
55
10 A
10 B
10 C
10 D
10 E
Nördliche Nordsee Ostteil
Nordsee Ostteil
Mittlere Nordsee Westteil
Südwestliche Nordsee
Deutsche Bucht
Skagerrak
Kattegat
Westl. Ostsee
Mittlere Ostsee
Englischer Kanal Westteil
Englischer Kanal Ostteil
SYMBOLE:
, Sprühregen, • Regen, * Schnee, ▲ Graupel
▲ Hagel, = diesig, ≡ Nebel, K Gewitter,
Regenschauer, Schneeschauer.
Wetterberichte für die Seegebiete 10A bis 10E sowie für den Englischen Kanal und die nördliche Nordsee werden nur über Norddeich-Radio verbreitet.
Abb. 17
Bordwetterkarte Nr. 9, 1:10 Mill.
Stereograph. Projektion in 60° nördl. Breite

DLF - Sendung vom 25.09.79 ..... 12.40, Uhr MEZ

Abb.18

Wetterlage von heute 07 Uhr
~~- gestern 19 Uhr -~~
~~- heute 04 Uhr MEZ -~~

Tief 1008 Ostpolen, nordostziehend. Umfangreiches Sturmtief 972 Europäisches Nordmeer, festliegend. Randtief 992 dicht westlich der Hebriden, nordostziehend. Azorenhochkeil 1025 Mittelfrankreich, 1020 Mecklenburg, ostausweitend.

Stationsmeldungen vom 25.09., 10.00 Uhr

1	Sklinna	S4	Regen	8°	1003
2	Svinoy	SSW7	Regen	12°	1000
3	Lista	S6	Regen	12°	1015
4	Aberdeen	SSW5	Regen	15°	1013
5	Tynemouth	S4		15°	1010
6	Hemsby	SW3		12°	1021
7	Den Helder	S4	diesig	14°	1022
8	FS Borkum Riff	SW5		13°	1022
9	Helgoland	SW4		13°	1022
10	List / Sylt	S3		12°	1021
11	Thyboron	S3		10°	1019
12	Skagen	SSW4		10°	1019
13	Fornaes	WSW2		11°	1020
14	Kullen	NW2		11°	1020
15	Kegnaes	W2		11°	1022
16	Leuchtturm Kiel	NW2		10°	1021
17	FS Fehmarn Belt	NNW3	diesig	11°	1021
18	FS Mön	W2	diesig	10°	1020
19	Arkona	NNW2	Nebel	10°	1021
20	Bornholm	NNW2		10°	1020
21	Visby	E1		14°	1018
22	Mariehamn	SSW2	diesig	10°	1019
23	Hel	NNE5	Regen	12°	1014
24	Ozeanwetterschiff L	NW4		10°	999

Vorhersagen bis heute 24 Uhr ~~- heute 12 Uhr -~~ ~~- heute 18 Uhr -~~	Aussichten bis morgen 12 Uhr ~~- heute 24 Uhr -~~ ~~- morgen 06 Uhr -~~
Deutsche Bucht *SW 4-5, etwas zunehmend, gute Sicht*	SW 5-6
Südwestliche Nordsee *SW 6, strichweise diesig*	SW-W 6
Mittlere Nordsee Westteil *SW 7-8, mittlere Sicht*	SW-W 6-7
Mittlere Nordsee Ostteil *SW 6-7, mittlere Sicht*	
Skagerrak *SW 5-6, Westausgang 7-8, mittlere bis gute Sicht*	SW-W 6-7
Kattegat *SW zunehmend 3-4, im nördlichen Teil 5-6, mittlere Sicht*	SW 5-6
Westliche Ostsee *NW 3, südwestdrehend, diesig*	SW 4-5
Mittlere Ostsee *N um 4, rückdrehend, diesig Nebelfelder*	SW 4-5

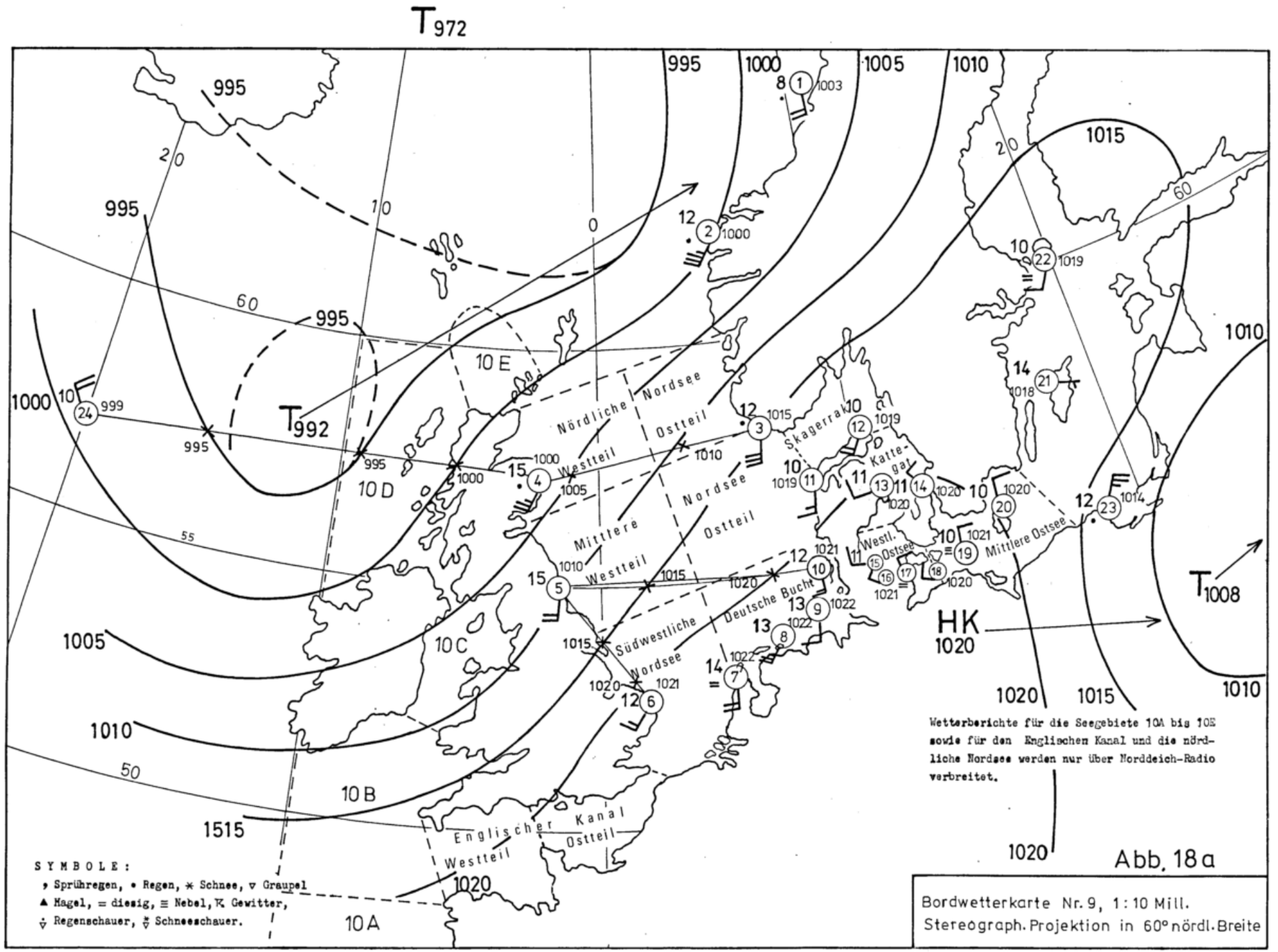
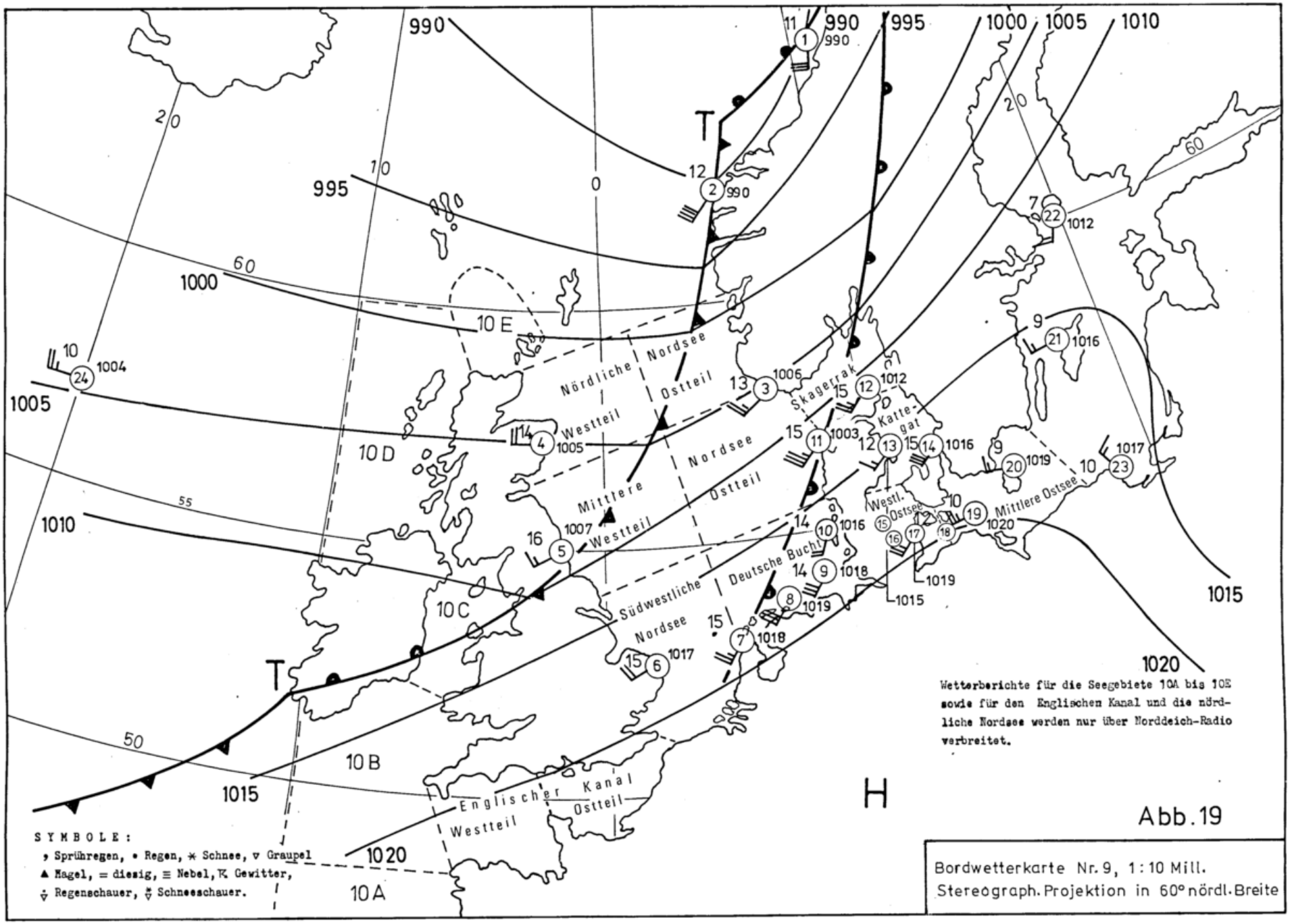

T972
T992
T1008
HK 1020
10 A
10 B
10 C
10 D
10 E
Nördliche Nordsee Ostteil
Nordsee Westteil
Mittlere Nordsee Ostteil
Südwestliche Nordsee
Deutsche Bucht
Skagerrak
Kattegat
Westl. Ostsee
Mittlere Ostsee
Englischer Kanal Westteil
Englischer Kanal Ostteil
Wetterberichte für die Seegebiete 10A bis 10E sowie für den Englischen Kanal und die nördliche Nordsee werden nur über Norddeich-Radio verbreitet.
SYMBOLE:
, Sprühregen, • Regen, * Schnee, ▽ Graupel
▲ Hagel, = diesig, ≡ Nebel, ⌯ Gewitter,
⛆ Regenschauer, ⛇ Schneeschauer.
Bordwetterkarte Nr. 9, 1:10 Mill.
Stereograph. Projektion in 60° nördl. Breite

Abb. 18a


990
995
1000
1005
1010
1015
1020
T
H
10 E
10 D
10 C
10 B
10 A
Nördliche Nordsee Ostteil
Nordsee Westteil
Mittlere Nordsee Ostteil
Mittlere Nordsee Westteil
Südwestliche Nordsee
Deutsche Bucht
Skagerrak
Kattegat
Westl. Ostsee
Mittlere Ostsee
Englischer Kanal Ostteil
Englischer Kanal Westteil
SYMBOLE:
, Sprühregen, • Regen, * Schnee, ▽ Graupel
▲ Hagel, = diesig, ≡ Nebel, ↯ Gewitter,
Regenschauer, Schneeschauer.
Wetterberichte für die Seegebiete 10A bis 10E sowie für den Englischen Kanal und die nördliche Nordsee werden nur über Norddeich-Radio verbreitet.
Abb. 19
Bordwetterkarte Nr. 9, 1:10 Mill.
Stereograph. Projektion in 60° nördl. Breite

Deutsche Welle Köln – Seewetterbericht vom ....., 13.48 bis 13.59 Uhr GMT (6075 und 9545 kHz)

Wetterlage von heute 09.00 Uhr GMT

T 1002 Korsika, vertiefend, ESE-ziehend. Ausläufer 1008 mbar Tyrrhenisches Meer, ostschwenkend. Warmfront 1007 mbar Norditalien, 1010 mbar Ungarn, wenig ostschwenkend. H 1039 mbar westlich von Irland, etwas südverlagernd. Keil 1025 mbar Biskaya, 1015 mbar Südspanien, verstärkend. Tief 1008 mbar südlich der Azoren, langsam abschwächend, festliegend.

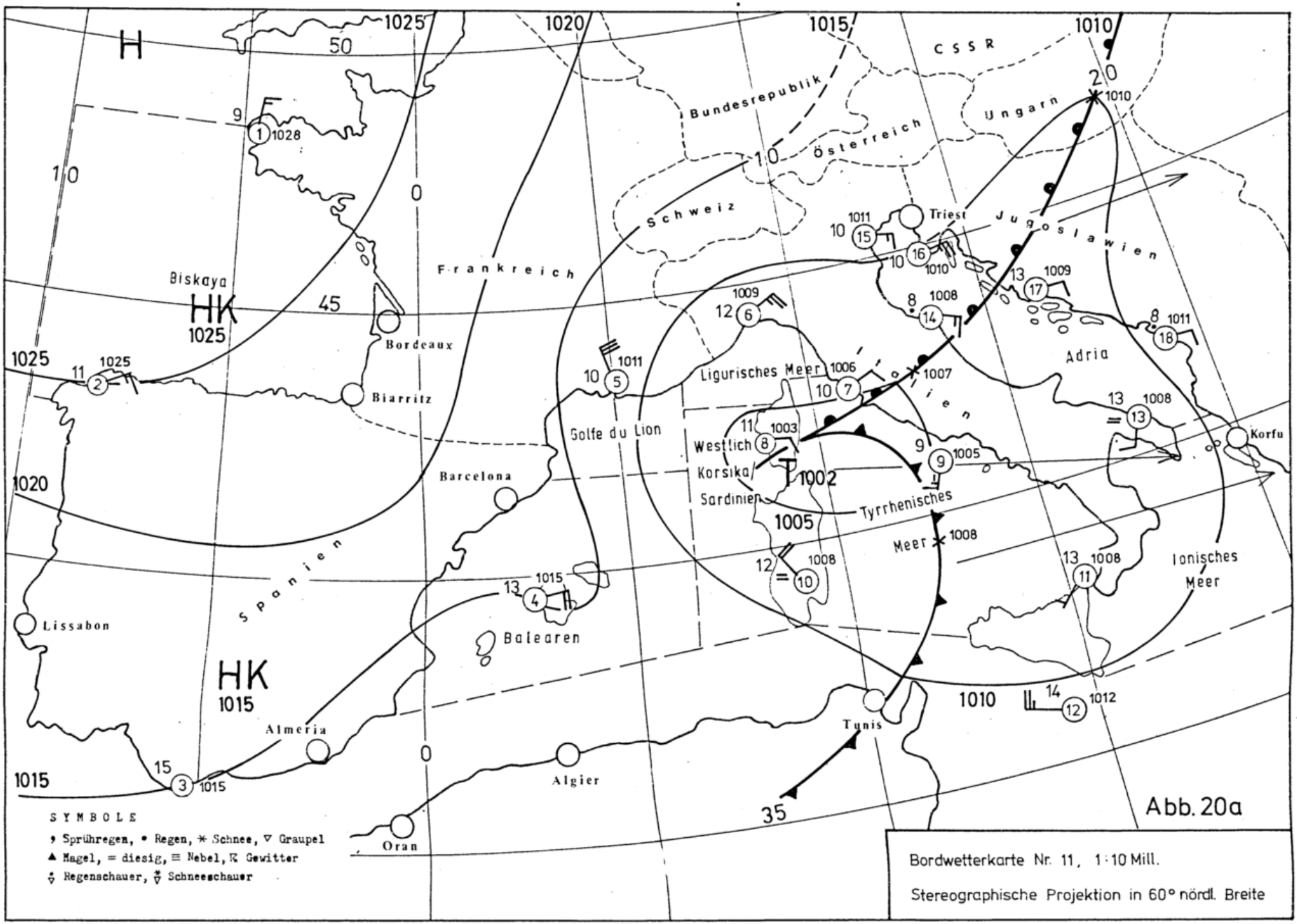
Stationsmeldungen vom ..09.04....., 09.00 Uhr

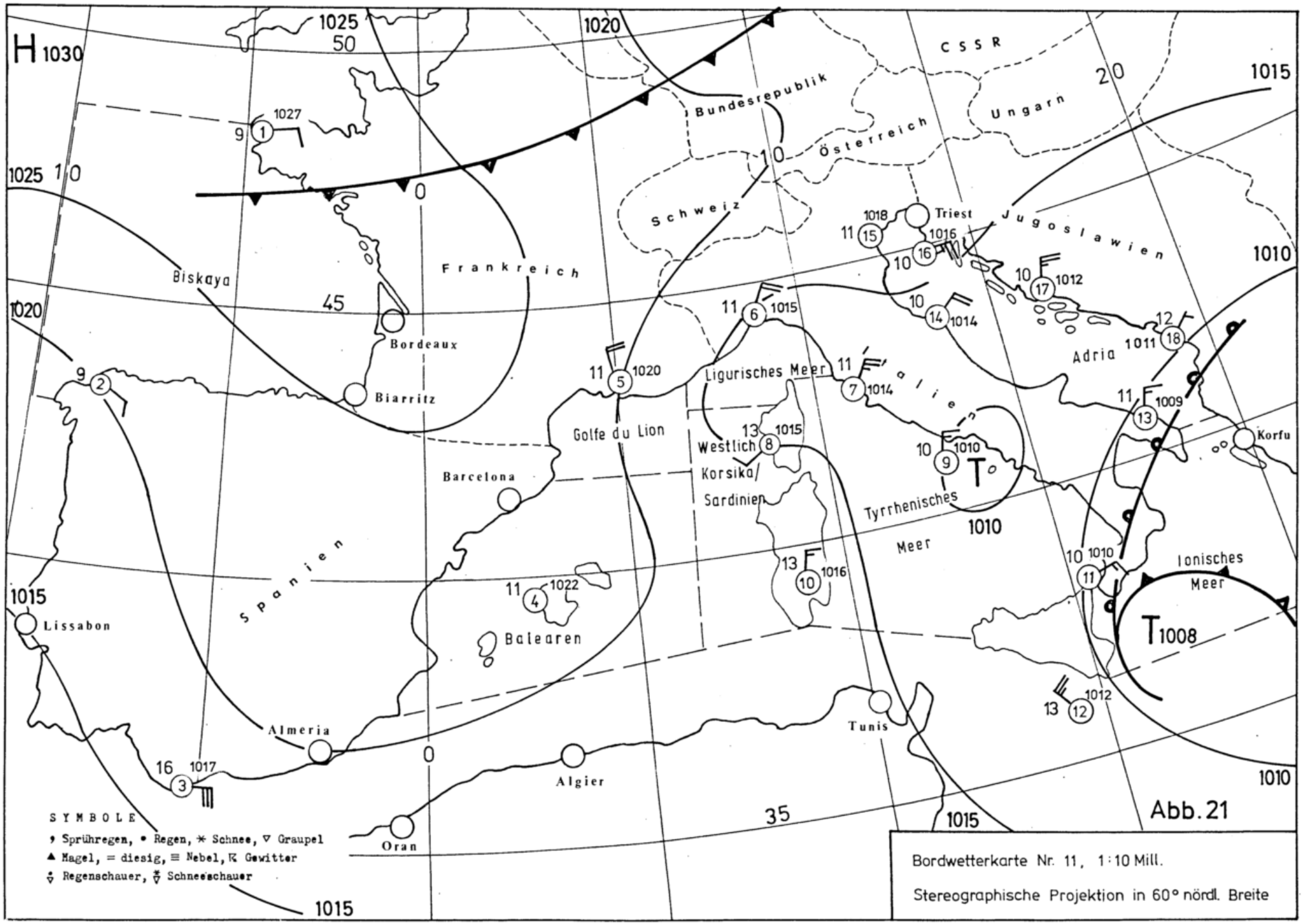
1	Brest	NNE	3	9°	1028
2	La Coruña	NE	3	11°	1025
3	Gibraltar	Stille		15°	1015
4	Palma de Mallorca	ENE	4	13°	1015
5	Marseille	NNW	6	10°	1011
6	Genova	NE	5	12°	1009
7	Grosseto	ENE	2	10°	1006
8	Ajaccio	E	2	11°	1003
9	Ponza	SSW	3	9°	1005
10	Cagliari	NW	4, diesig,	12°	1008
11	Messina	SW	1	13°	1008
12	Malta	W	5	14°	1012
13	Brindisi	SSW	2, diesig,	13°	1008
14	Ancona	ESE	3, Regen	8°	1008
15	Venezia	E	3	10°	1011
16	Pula	ENE	5	10°	1010
17	Split	E	2	13°	1009
18	Ulcinj	E	2, Regen	8°	1011

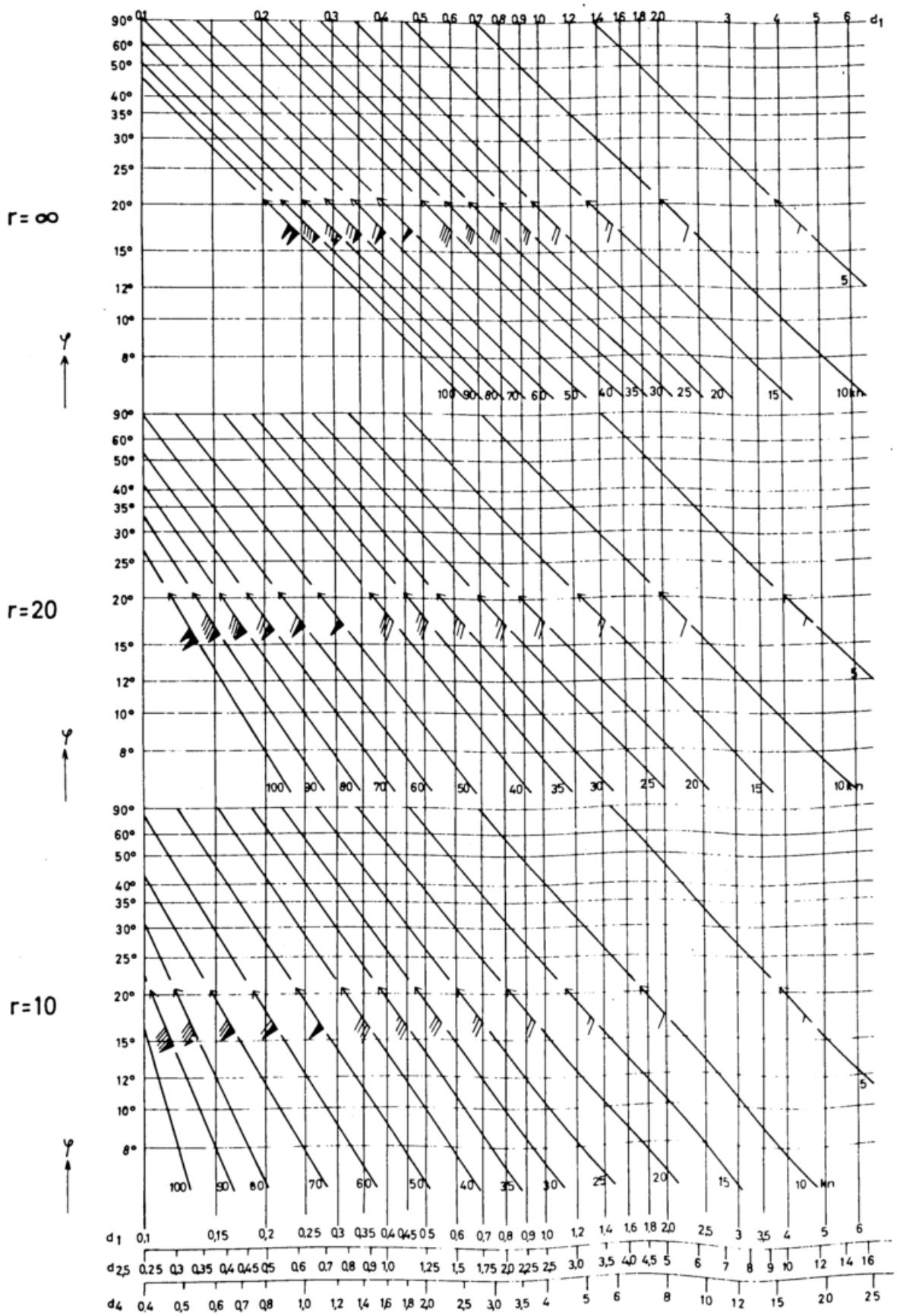
Vorhersagen bis morgen mittag

Golf du Lion	Nordwest bis Nord 6-7, etwas rechtdrehend, gute Sicht.
Balearen	Nördliche Winde 4-5, einzelne Schauer, sonst gute Sicht.
Ligurisches Meer	Nordost zunehmend 6, morgen Ost bis Nordost 6-7, strichweise diesig.
westlich Korsika/Sardinien	Nördliche Winde zunehmend 6-7, morgen Nord bis Nordwest 7, mittlere bis gute Sicht.
Tyrrhenisches Meer	Westliche Winde 6, vorübergehend etwas rückdrehend, morgen West bis Nordwest 6-7, Schauerböen, sonst mittlere Sicht.
Adria	Östliche Winde zunehmend 6, Südteil: Ost bis Südost 5, strichweise diesig.
Ionisches Meer	Süd bis Südwest zunehmend 6, langsam rechtdrehend, mittlere Sicht.
Biskaya	Nordost 5, morgen etwas abnehmend, mittlere bis gute Sicht.

Abb. 20


H
1025
50
1020
1015
1010
CSSR
Bundesrepublik
Ungarn
Österreich
Schweiz
Frankreich
Jugoslawien
Biskaya
HK
1025
45
Bordeaux
Biarritz
Golfe du Lion
Ligurisches Meer
Adria
Barcelona
Westlich Korsika/Sardinien
Tyrrhenisches Meer
Ionisches Meer
Korfu
Triest
Spanien
Lissabon
Balearen
HK
1015
Almeria
Algier
Oran
Tunis
1002
1005
1010
SYMBOLE
Sprühregen, Regen, Schnee, Graupel
Nagel, = diesig, ≡ Nebel, Gewitter
Regenschauer, Schneeschauer
Abb. 20a
Bordwetterkarte Nr. 11, 1:10 Mill.
Stereographische Projektion in 60° nördl. Breite


H 1030
1025
50
1020
1027
9
1
1025 10
0
Biskaya
45
Frankreich
Bundesrepublik
CSSR
Ungarn
20
1015
Österreich
10
Schweiz
1018
Triest
11
15
1016
16
Jugoslawien
1010
10
17
1012
10
14
1014
11
6
1015
1020
Bordeaux
12
18
1011
Adria
9
2
11
5
1020
Ligurisches Meer
11
7
1014
Biarritz
11
13
1009
Golfe du Lion
13
1015
Westlich
8
Korfu
10
1010
9
T
Barcelona
Korsika/
Sardinien
Tyrrhenisches
Meer
1010
Spanien
13
10
1016
10
1010
11
Ionisches
Meer
1015
11
4
1022
Lissabon
Balearen
T1008
13
12
1012
Almeria
Tunis
16
1017
3
0
Algier
1010
35
Oran
1015
1015
SYMBOLE
, Sprühregen, • Regen, * Schnee, ▽ Graupel
▲ Hagel, = diesig, ≡ Nebel, ⊼ Gewitter
Regenschauer, Schneeschauer
Abb. 21
Bordwetterkarte Nr. 11, 1:10 Mill.
Stereographische Projektion in 60° nördl. Breite



Dr. Rudloff's Nomogramm zur Abschätzung der Windgeschwindigkeit auf See nach einer Bordwetterkarte. A für r = ∞, 20, 10; B für r = 5, 3, 1. Fortsetzung in Abb. 23

Abb. 22

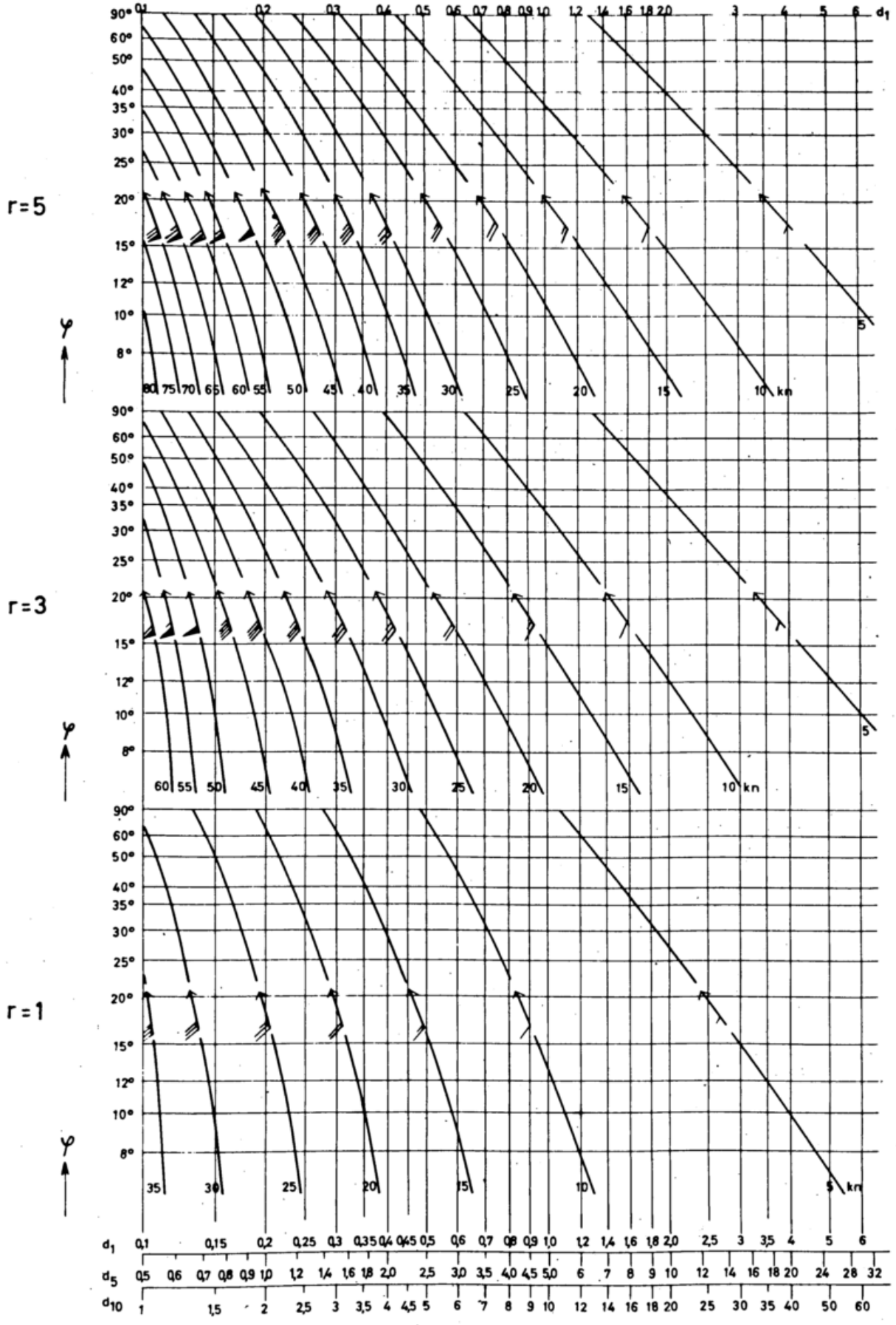


Abb. 23

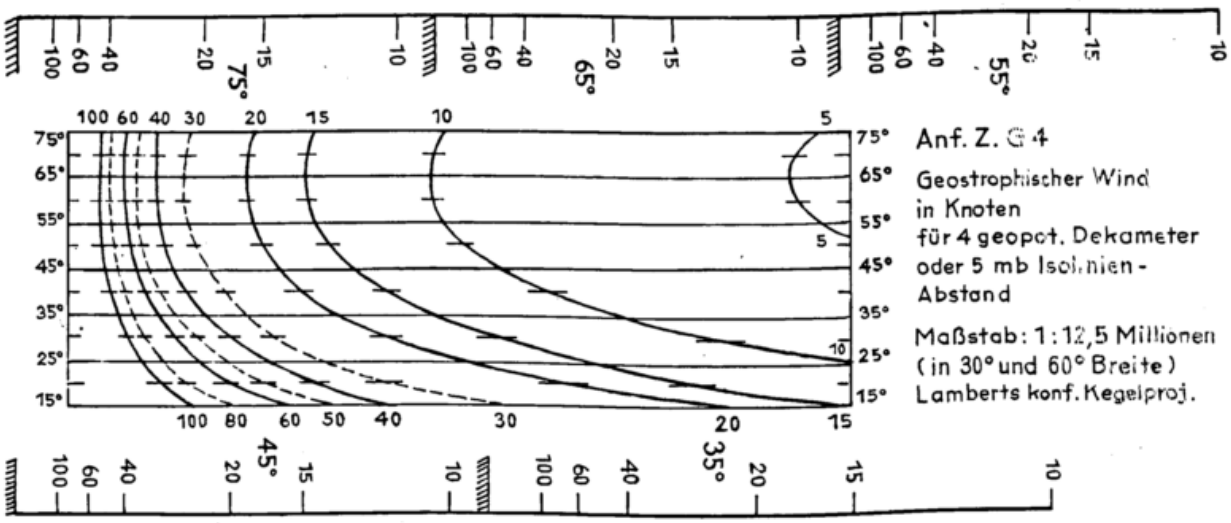
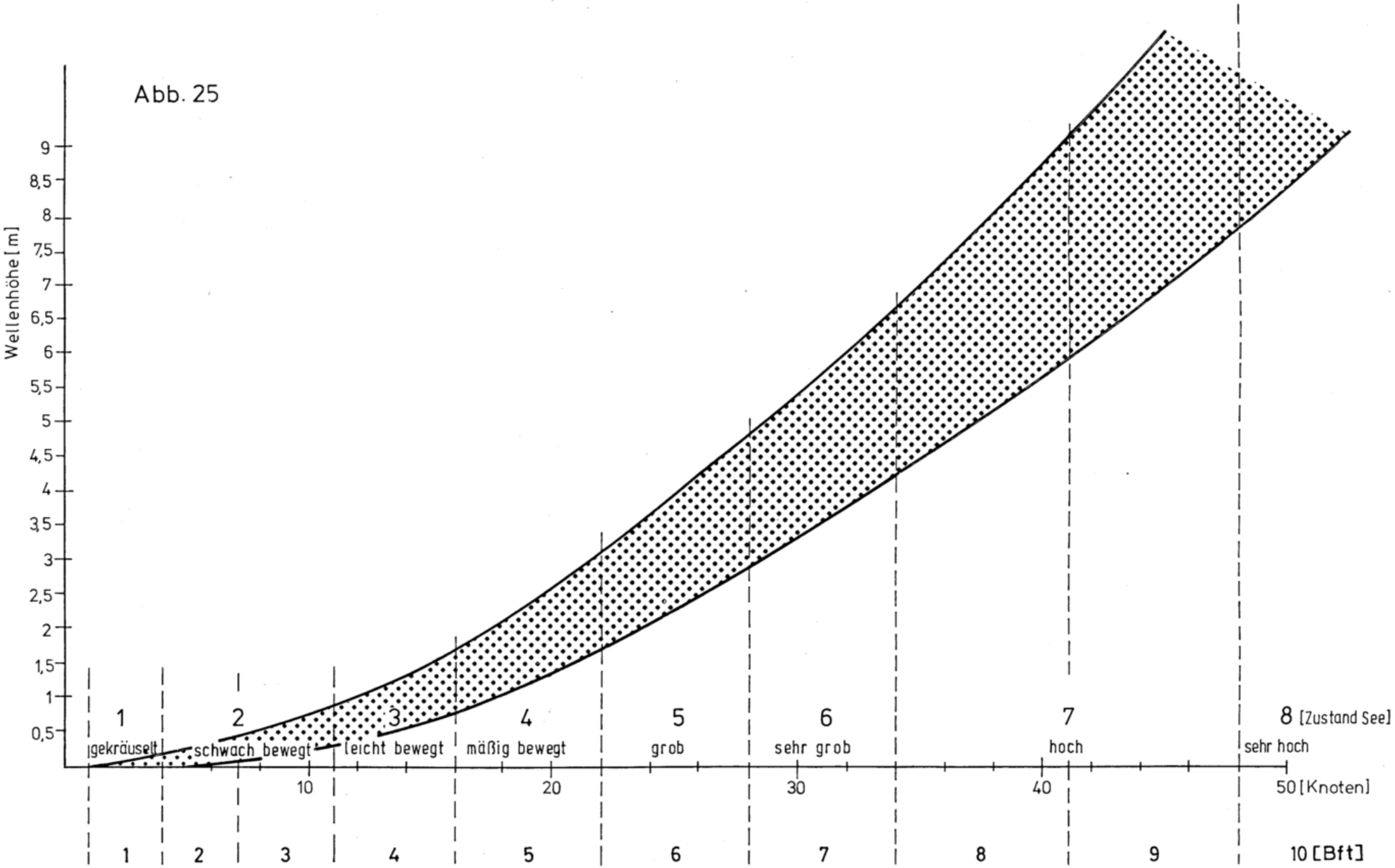

100 60 40 30 20 15 10 5
75°
65°
55°
45°
35°
25°
15°
100 80 60 50 40 30 20 15
Anf. Z. G 4
Geostrophischer Wind
in Knoten
für 4 geopot. Dekameter
oder 5 mb Isobarien-
Abstand
Maßstab: 1:12,5 Millionen
(in 30° und 60° Breite)
Lamberts konf. Kegelproj.

Abb. 24

Abb. 25


Wellenhöhe [m]
9
8,5
8
7,5
7
6,5
6
5,5
5
4,5
4
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
1 gekräuselt
2 schwach bewegt
3 leicht bewegt
4 mäßig bewegt
5 grob
6 sehr grob
7 hoch
8 [Zustand See] sehr hoch
10
20
30
40
50 [Knoten]
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10 [Bft]

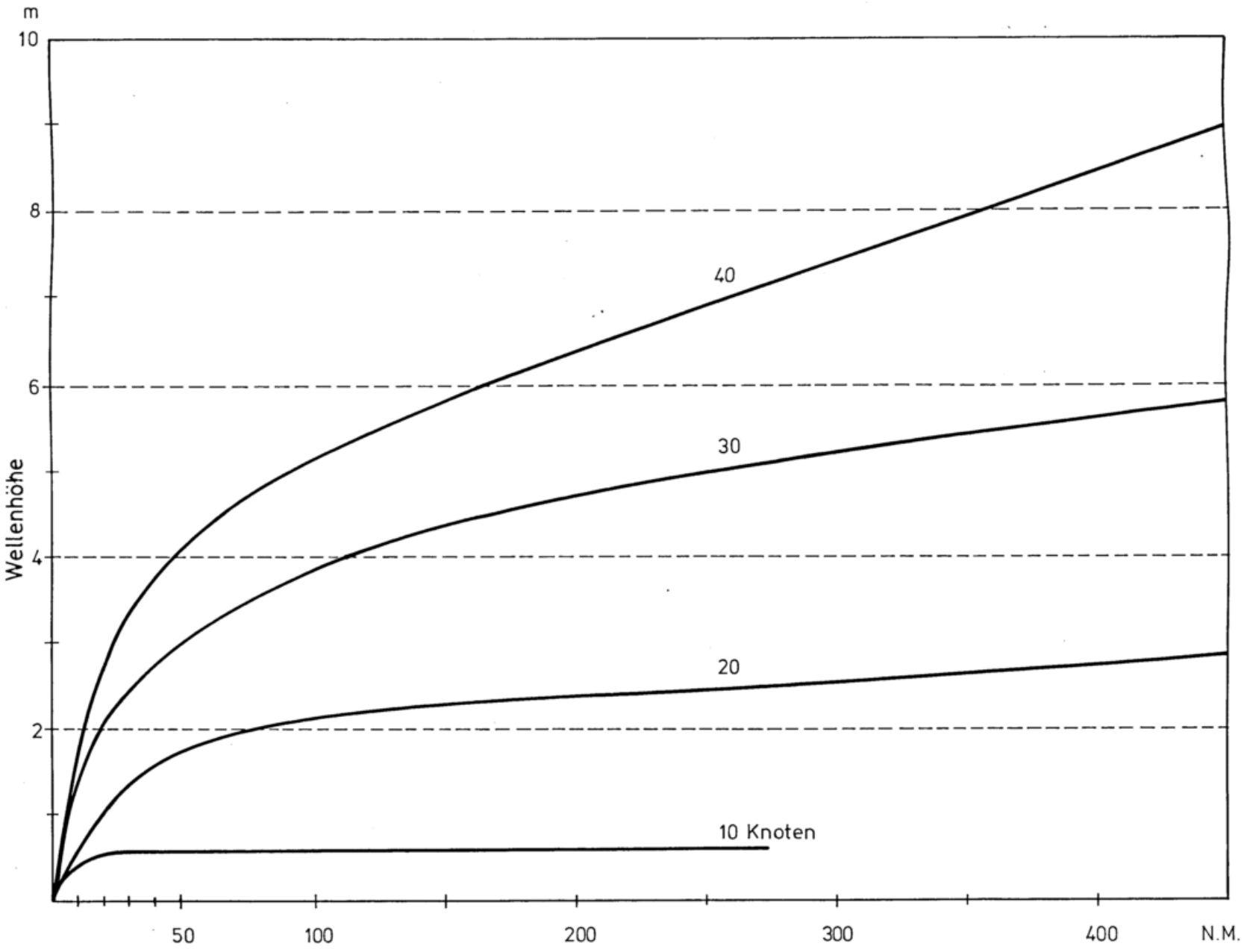

m
10
8
6
4
2
Wellenhöhe
40
30
20
10 Knoten
50
100
200
300
400
N.M.
Fetch bzw. Entfernung vom Land

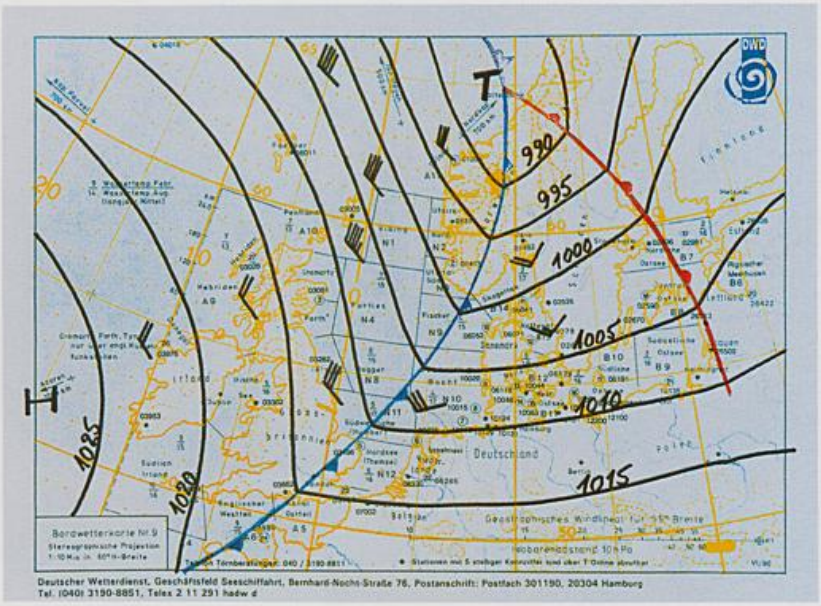
Abb. 26

Druck und Verlag, **Deutscher Wetterdienst**, Seewetteramt

E wetterkundliche Lehrmittel ; 13 J
17. März 1999

ANLEITUNG ZUM ZEICHNEN VON BORDWETTERKARTEN

NACH SEEWETTERBERICHTEN



FÜR DEN DEUTSCHEN WETTERDIENST, GESCHÄFTSFELD SEESCHIFFAHRT,
BEARBEITET VON

DIPL.-MET. K.-H. BOCK

ÜBERARBEITET VON DIPL.-MET. H. ERDMANN
UND DIPL.MET. R. FRANKE

DEUTSCHER WETTERDIENST, GESCHÄFTSFELD SEESCHIFFAHRT

HAMBURG 1997

DWD Offenbach / Bibliothek
B23029457

LR (101)

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach/M.
99.227

Druck und Verlag, Deutscher Wetterdienst, Hamburg

Ungenehmigter Nachdruck, auch auszugsweise, verboten

Deutscher Wetterdienst, Geschäftsfeld Seeschiffahrt
Bernhard-Nocht-Straße 76 20359 Hamburg
Postfach 30 11 90 20304 Hamburg
Telefon: 040 / 3190 - 0
Telefax: 040 / 3190 - 8946
Telex: 211291 hadw d

551.590.2 : 656.61 : 797 (07)

166627

Inhalt Seite

1. Vorwort 3
1.1 Einige physikalische Vorbemerkungen 4

2. Eintragungen in die Bordwetterkarte 6
2.1 Wetterlage 6
2.2 Stationsmeldungen 6

3. Die Analyse des Druckfeldes 10
3.1 Interpolieren 10
3.2 Die Windrichtung 14
3.3 Die Fronten 17

4. Die Praxis an Bord: Beispiele 22
4.1 Deutschlandfunk-Seewetterbericht vom 04.08.1985 22
4.2 Deutschlandfunk-Seewetterbericht vom 05.05.1986 28
4.3 Deutsche Welle-Seewetterbericht vom 28.08.1989 32

5. Weitere Auswertung der Bordwetterkarten 37
5.1 Bestimmung von Windrichtung und -stärke 37
5.2 Abschätzung zur Höhe der Windsee 41

Abbildungsverzeichnis: 43

Literaturverzeichnis: 45

1. VORWORT

Ein System von Seewetterberichten wurde von fast allen seefahrenden Ländern zur Sicherheit der Schiffahrt eingerichtet. Da die Sportschiffahrt in besonderem Maße vom Wetter abhängig ist, hat der Deutsche Wetterdienst - Geschäftsfeld Seeschiffahrt - speziell für diesen, zahlenmäßig immer weiter zunehmenden Zweig der Schiffahrt Seewetterberichte für Nord- und Ostsee sowie für das Mittelmeer entwickelt.

Diese Seewetterberichte für die Sportschiffahrt unterscheiden sich wesentlich von den von Rundfunk und Fernsehen her bekannten Wetterberichten: Sie enthalten neben den Vorhersagen für die einzelnen Seegebiete eine ausführliche Beschreibung der Wetterlage und vor allem Wetterbeobachtungen ausgewählter Stationen. Sie sollen - etwas Übung und Wettererfahrung vorausgesetzt - den Sportbootfahrer in die Lage versetzen, unterwegs eine eigene Wetterkarte anzufertigen. Die Arbeit wird durch besondere Bordwetterkarten-Vordrucke erleichtert.

Viele Anfragen beim Seewetteramt und Kontakte mit Sportbootfahrern auf Bootsausstellungen haben jedoch gezeigt, daß das Anfertigen von Bordwetterkarten nicht zum Unterrichtsprogramm der Sportboot-Führerscheinschulen zählt und daher weitgehend unbekannt ist, daß aber auch die Interpretation fertiger Wetterkarten Schwierigkeiten macht.

Mit dem vorliegenden Leitfaden soll versucht werden, die Lücke zwischen Seewetterbericht und Bordwetterkarte zu schließen. Anhand von sechs ausgewählten Wetterlagen werden die verschiedenen Schritte dargestellt, die zur Konstruktion einer Bordwetterkarte erforderlich sind. Besonderer Wert wird wegen der engen Korrelation zwischen Druck- und Windfeld auf die Technik der Analyse der Luftdruckverteilung gelegt.

Diese Anleitung soll einführende Darstellungen meteorologischen Grundwissens nicht ersetzen, sondern setzt dies vielmehr an vielen Stellen voraus. Nur die für die Analyse der Wetterkarten erforderlichen physikalischen Zusammenhänge werden erläutert.

Da eine selbst gezeichnete Bordwetterkarte nur ein Teil einer sehr viel umfangreicheren und genaueren, vom DWD (Deutscher Wetterdienst) mit viel mehr Aufwand und dem erforderlichen Fachwissen angefertigten Wetterkarte ist, muß die Frage nach dem Nutzen von Bordwetterkarten gestellt werden - zumal amtliche Vorhersagen für die interessierenden Seegebiete zur Verfügung stehen.
Vor allem zwei Ziele werden mit dem System "Seewetterbericht - Bordwetterkarte" verfolgt:

neben dem mehr passiven Abhören und Mitschreiben von Seewetterberichten soll das Anfertigen eigener Wetterkarten zu einer intensiven Auseinandersetzung mit der Wetterlage und deren zeitlichen Änderungen führen;
die eigene Wetterbeobachtung, der erhebliche zeitliche Vorsprung gegenüber dem Termin des Wetterberichtes (etwa fünf bis sechs Stunden) und die geographische Präsenz z. B. in Küstenregionen, lassen eine bessere Beurteilung der Vorhersage zu, wenn die Wetterlage als gezeichnetes Bild vorliegt.

Um den Unterschied zwischen Bordwetterkarte und einer amtlichen Wetterkarte hervorzuheben: die Bordwetterkarte enthält nur Stationsmeldungen aus unmittelbar interessierenden Seegebieten. Zusätzlich werden Hoch- und Tiefdruckzentren sowie Fronten angegeben, also jene meteorologischen Gebilde, die der Meteorologe erst aus einer Vielzahl von Wettermeldungen analysieren muß. Die Bordwetterkarte ist daher eine Nachbildung einer bereits fertigen Analyse.

1.1 EINIGE PHYSIKALISCHE VORBEMERKUNGEN

Wichtigste meteorologische Größe sowohl für den Segelsportler als auch für den Motorbootsportler ist der Wind. Wind ist Luftbewegung. Fassen wir kurz die Kausalkette zusammen, die zu Luftbewegung führt:

Für jede Art von Transportvorgängen ist Energie erforderlich. In der Atmosphäre wird sie durch die Sonne geliefert, die täglich am Außenrand der Atmosphäre eine genau definierte Strahlungsmenge zur Verfügung stellt. Diese Strahlungsmenge ist global nicht gleichmäßig verteilt, sondern weist große Abhängigkeiten von der geographischen Breite auf. So erhalten die polaren Gebiete im Mittel erheblich weniger Energie als die äquatorialen Regionen. Überschreiten die dadurch entstehenden Nord-Süd-Temperaturunterschiede gewisse Grenzwerte, so reagiert das atmosphärische Gasgemisch aufgrund vielfältiger dynamischer Prozesse darauf mit dem Aufbau von Massenüberschuß- (= Hochdruck) und Massendefizit- (= Tiefdruck) Gebieten. In diesen Gebieten mit horizontalen Druckunterschieden werden sofort Kräfte wirksam, die die Luftmassen zu horizontalen Bewegungen veranlassen:

a.) Die sogenannte Druckgradientkraft bewirkt eine Bewegung vom hohen zum tiefen Druck.

b.) Die ablenkende Kraft der Erdrotation verursacht eine Ablenkung der Luftteilchen nach rechts (Nordhalbkugel), in Bewegungsrichtung gesehen.

c.) Die Reibung der Luft an der Erdoberfläche läßt sich durch eine Kraft darstellen, die der jeweiligen Bewegung stets entgegengesetzt gerichtet ist.

d.) Eine Zentrifugalkraft, die sich je nach Krümmungsrichtung zur Druckgradientkraft addiert (im Hochdruckgebiet) oder diese vermindert (im Tief), wird wirksam, wenn die Bewegung auf gekrümmten Bahnen verläuft.

Wenn alle diese Kräfte im Gleichgewicht stehen, resultieren daraus die bekannten Bewegungsrichtungen der Luftmassen um Hoch- und Tiefdruckgebiete. Diese antizyklonalen und zyklonalen Wirbel bewirken gleichzeitig den polwärts gerichteten Transport warmer und den äquatorwärts gerichteten Transport kalter Luftmassen, wodurch die unterschiedliche Energiezufuhr der Sonneneinstrahlung teilweise ausgeglichen wird. Überall da, wo im Zusammenhang mit den beschriebenen Transportvorgängen verschieden temperierte Luftmassen in unmittelbaren Kontakt kommen, entstehen sogenannte Fronten, in deren Bereich sehr intensive Wettererscheinungen ablaufen.

Der Teil "Wetterlage" in den Seewetterberichten enthält in erster Linie Angaben über Hoch- und Tiefdruckgebiete, deren Fronten sowie die Verlagerungstendenzen dieser Gebilde. In einer Modell-Wetterkarte (siehe Abb. 1, folgende Seite) sind alle Begriffe, die für die Beschreibung von Wetterlagen gebräuchlich sind, durch ihre Zuordnung zu den jeweiligen meteorologischen Gebilden dargestellt.

Der Begriff "Tiefausläufer" wird leider in mehrfacher Bedeutung verwendet. Allgemein bezeichnet er lediglich eine Ausbuchtung der Isobaren zum hohen Druck hin. Die Fronten stellen schmale Übergangszonen dar, die unterschiedlich temperierte Luftmassen trennen. Die stärksten Wetteraktivitäten treten in der Nähe der Bodenfronten innerhalb der Zyklone auf. Art und Intensität der Wettererscheinungen hängen wesentlich von den Temperaturgegensätzen im Frontbereich ab. Es werden Warm-, Kaltfronten und Okklusionen unterschieden. Mit dem Begriff "Tiefausläufer" sind im allgemeinen Okklusionen gemeint. Falls in der Wetterlage nur von einem Ausläufer gesprochen wird, sollte er als Okklusion oder Kaltfront gezeichnet werden.

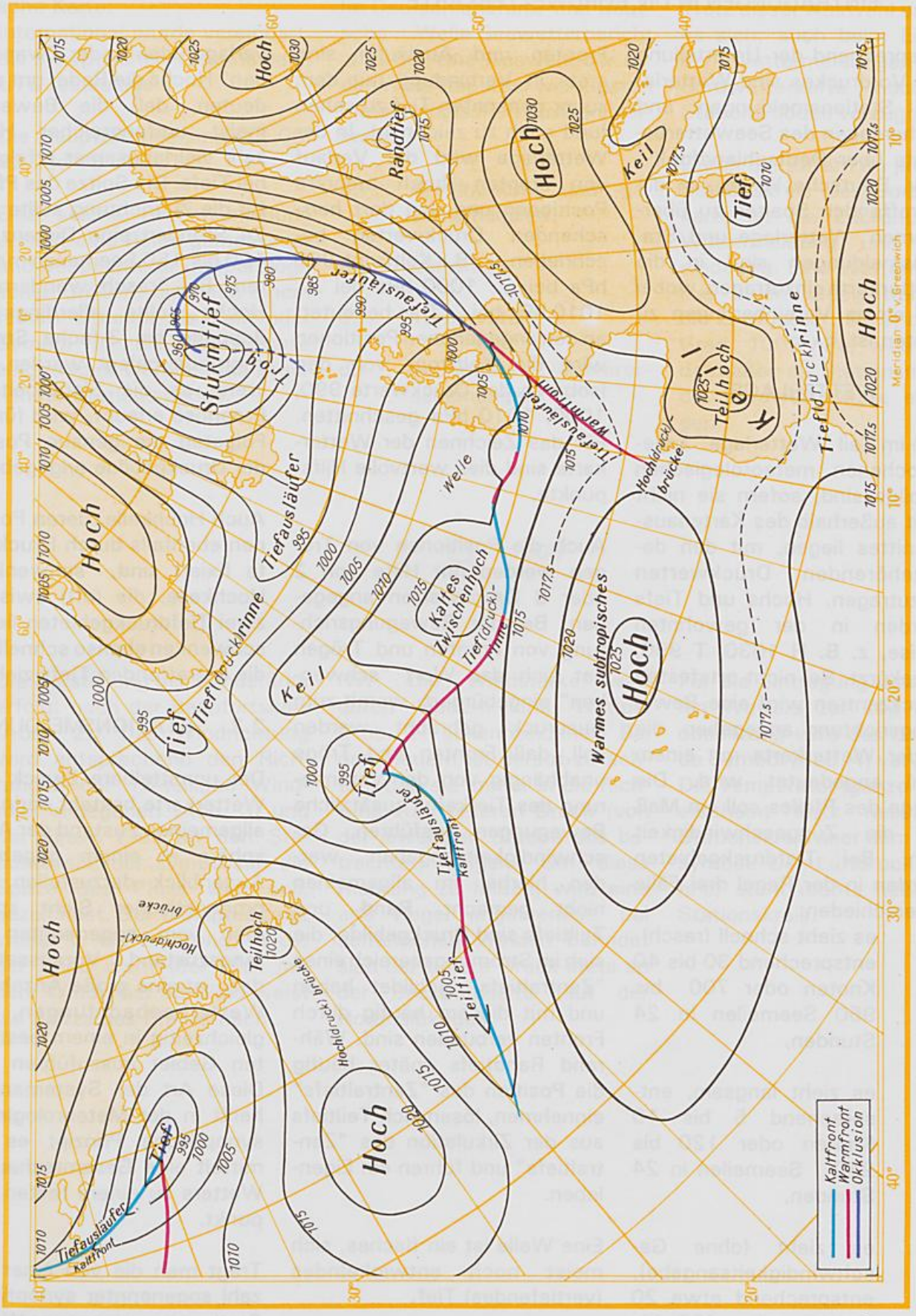


Abb. 1 Fiktive Druckverteilung über dem Nordatlantik mit den meteorologischen Begriffen zur Beschreibung von Wetterlagen

2. EINTRAGUNGEN IN DIE BORDWETTERKARTE

Entsprechend der Unterteilung des Vordruckes sind Wetterlage, Stationsmeldungen und Vorhersagen des Seewetterberichts über Deutschlandfunk - bzw. Deutsche Welle - in die betreffenden Spalten zu übernehmen. Wetterlage und Stationsmeldungen sind in die Wetterkarte einzutragen, wobei auf einige Vereinbarungen zu achten ist.

2.1 WETTERLAGE

Alle im Teil "Wetterlage" angesprochenen meteorologischen Gebilde sind, sofern sie nicht weit außerhalb des Kartenausschnittes liegen, mit den dazugehörenden Druckwerten einzutragen. Hochs und Tiefs werden in der gewohnten Weise, z. B. H 1030, T 990, abgekürzt. Bei nicht ortsfesten Druckzentren wird eine Bewegungsrichtung angegeben, die in der Wetterkarte mit einem Pfeil angedeutet wird. Die Länge des Pfeiles soll ein Maß für die Zuggeschwindigkeit sein. Bei Tiefdruckgebieten werden in der Regel drei Fälle unterschieden:

a.) es zieht schnell (rasch), entsprechend 30 bis 40 Knoten oder 700 bis 950 Seemeilen in 24 Stunden,

b.) es zieht langsam, entsprechend 5 bis 10 Knoten oder 120 bis 240 Seemeilen in 24 Stunden,

c.) es zieht (ohne Geschwindigkeitsangabe), entsprechend etwa 20 Knoten oder 400 bis 500 Seemeilen in 24 Stunden.

Fronten und Ausläufer sind stets in Verbindung mit dem zuvor genannten Tief zu sehen (und auch zu zeichnen). In der Wetterlage wird der Verlauf von Fronten durch mehrere Positionen und den dort herrschenden Druckwerten beschrieben, z. B.: Kaltfront 990 hPa bei ..., 1000 hPa bei ..., 1010 hPa bei ... Das bedeutet: an den angegebenen Positionen wird die Kaltfront von den Isobaren der Druckwerte 990, 1000, 1010 hPa geschnitten. Für das Zeichnen der Wetterkarte sind dies wertvolle Hilfspunkte.

Auch die Positionen von Trögen werden mit Hilfe von 2 oder 3 Druckwerten angegeben. Bei der Bewegungsrichtung von Fronten und Trögen hat sich das Wort "schwenken" eingebürgert, womit zum Ausdruck gebracht werden soll, daß Fronten und Tröge unabhängig von der Veränderung des Tiefkerns zusätzliche Bewegungen ausführen. Geschwindigkeitsangaben werden hierbei im allgemeinen nicht gemacht. Rand- und Teiltiefs sind Druckgebilde, die sich im Strömungsbereich eines "Zentraltiefs" gebildet haben und mit diesem häufig durch Fronten verbunden sind. Während Randtiefs später häufig die Position des "Zentraltiefs" einnehmen, lösen sich Teiltiefs aus der Zirkulation des "Zentraltiefs" und führen ein Eigenleben.

Eine Welle ist ein flaches, sich meist noch entwickelndes (vertiefendes) Tief.

Bei nichtstationären Hochdruckgebieten ist von "sich verlagernden" oder "wandernden" Hochs die Rede, um anzudeuten, daß die Bewegung meist umfangreicher Hochs sehr viel langsamer erfolgt als bei Tiefs. Die Spitze des Pfeiles für die Zugrichtung sollte nach 24 Stunden eine Distanz von 100 bis 150 Seemeilen markieren. Bei "rasch wandernden" Hochs sollte allerdings die doppelte bis 3-fache Strecke zugrunde gelegt werden. Nur wenn es die Sicherheit der Prognose erlaubt, wird für den Folgetag die genaue Position der Druckgebilde angegeben.

Auch Hochkeile, deren Positionen ebenfalls durch Druckwerte fixiert sind, "schwenken". Hochkeile, die (oft) zwischen zwei Tiefdruckgebieten liegen, schwenken ebenso schnell, wie die betreffenden Tiefs ziehen.

2.2 STATIONSMELDUNGEN

Der unmittelbare Zweck einer Wetterkarte besteht darin, den allgemeinen Zustand der Atmosphäre in einem gegebenen Augenblick darzustellen. Aus prognostischer Sicht spricht man vom sogenannten Anfangszustand. Voraussetzung dazu ist eine große Anzahl von Wetterbeobachtungen, die gleichzeitig in einem bestimmten Gebiet auszuführen sind. Diese Art der Systemanalyse heißt in der Meteorologie das synoptische Prinzip; es vermittelt eine Gesamtschau des Wetters zu einem festen Zeitpunkt.

Trägt man die von einer Vielzahl sogenannter synoptischer Stationen gewonnenen Wetterbeobachtungen in eine Karte ein, erhält man eine synopti-

sche Karte.
International wurde vereinbart, die synoptischen Termine nach UTC festzulegen.

Die Haupttermine sind 00, 06, 12 und 18 Uhr UTC.

Eine solche Stationsmeldung enthält eine Reihe gemessener und beobachteter meteorologischer Größen, die nach einem festen Schema als Zahl oder Symbol in die Wetterkarte eingetragen werden: das sogenannte Stationsmodell.

Im Deutschlandfunk- und Deutsche Welle-Seewetterbericht wird nur eine Auswahl der für den Wassersportler wichtigsten meteorologischen Größen verbreitet:

a.) Windrichtung und -geschwindigkeit,

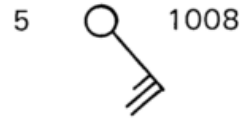
b.) Luftdruck,

c.) Temperatur,

d.) besondere Wettererscheinungen.

Trotz dieser Auswahl empfiehlt es sich, auch beim Eintragen der Wettermeldungen in die Bordwetterkarte nach dem Stationsmodell vorzugehen.

Durch die Ziffern im jeweiligen Stationskreis der Bordwetterkarte ist die Zuordnung von Wettermeldung und Station eindeutig. Eine Wettermeldung aus einem Seewetterbericht, die z. B. lautet: SE 5, diesig, 5 Grad, 1008 hPa, wird folgendermaßen als Stationsmodell in die Bordwetterkarte eingetragen:



Die Darstellung der Windstärke erfolgt nach der Beaufortskala (Abb. 2). Die Windrichtung wird entsprechend den Richtungen der 16-teiligen Windrose angegeben (Abb. 3) und mit einem Pfeil an den Stationskreis, der symbolisch die Spitze des Pfeils sein soll, gezeichnet. Der Windpfeil zeigt immer in die Richtung, in die der Wind weht (der Pfeil mit dem Wind): bei SE-Wind weist die Spitze des Pfeiles nach NW. Die Windstärke wird durch Fiedern und Wimpel (Abb. 2) gekennzeichnet. Bei den Fiedern ist darauf zu achten, daß sie immer in die Richtung zum tieferen Druck (von der jeweiligen Station aus betrachtet) zeigen. Um diese Richtung zu finden, wird eine alte Regel angewendet: bei achterlichen Winden befindet sich der tiefere Druck stets an der Backbordseite (auf der Nordhalbkugel).

Für die Eintragung des aktuellen Wetters zur Zeit der Beobachtung wird das betreffende Symbol (Abb. 4) verwendet. Die Temperatur (ganze Grad C) erscheint links neben dem Stationskreis über dem Wettersymbol. Der Luftdruck (ganze hPa) steht rechts neben dem Stationskreis.

Geschwindigkeit und Auswirkung des Bodenwindes

Windstärke nach Beaufort		Bezeichnung	Geschwindigkeitsbereiche und Äquivalentwerte kt		m/s		km/h		Auswirkungen auf See
0	0	still	< 1	0.0	0-0.2	0.0	< 1	0	spiegelglatte See
1	1	leiser Zug	1-3	1.7	0.3-1.5	0.9	1-5	3	kleine schuppenförmig aussehende Kräuselwellen ohne Schaumkämme
2	2	leichte Brise	4-6	4.7	1.6-3.3	2.4	6-11	9	ganz kleine Wellen, noch kurz, aber ausgeprägter. Kämme sehen glasig aus und brechen sich nicht
3	3	schwache Brise	7-10	8.4	3.4-5.4	4.3	12-19	15	kleine Wellen; Kämme beginnen sich zu brechen; Schaum überwiegend glasig; ganz vereinzelt können kleine weiße Schaumköpfe auftreten
4	4	mäßige Brise	11-16	13.0	5.5-7.9	6.7	20-28	24	Wellen noch klein; werden aber länger; weiße Schaumköpfe treten schon ziemlich verbreitet auf
5	5	frische Brise	17-21	18.3	8.0-10.7	9.4	29-38	34	mäßige Wellen, die eine ausgeprägte lange Form annehmen; überall weiße Schaumkämme; ganz vereinzelt kann schon Gischt vorkommen
6	6	starker Wind	22-27	23.9	10.8-13.8	12.3	39-49	44	Bildung großer Wellen beginnt; Kämme brechen sich und hinterlassen größere weiße Schaumflächen; etwas Gischt
7	7	steifer Wind	28-33	30.2	13.9-17.1	15.5	50-61	56	See türmt sich; der beim Brechen entstehende weiße Schaum beginnt sich in Streifen in die Windrichtung zu legen
8	8	stürmischer Wind	34-40	36.8	17.2-20.7	18.9	62-74	68	mäßig hohe Wellenberge mit Kämmen von beträchtlicher Länge; von den Kanten der Kämme beginnt Gischt abzuwehen; Schaum legt sich in gut ausgeprägten Streifen in die Windrichtung
9	9	Sturm	41-47	44.0	20.8-24.4	22.6	75-88	81	hohe Wellenberge, dichte Schaumstreifen in Windrichtung, "Rollen" der See beginnt; Gischt kann die Sicht schon beeinträchtigen
10	10	schwerer Sturm	48-55	51.4	24.5-28.4	26.4	89-102	95	sehr hohe Wellenberge mit langen überbrechenden Kämmen; Schaum legt sich in dichten weißen Streifen in die Windrichtung; See weiß durch Schaum; schweres stoßartiges "Rollen" der See; Sichtbehinderung durch Gischt
11	11	orkanartiger Sturm	56-63	59.4	28.5-32.6	30.6	103-117	110	außergewöhnlich hohe Wellenberge (kleine und mittlere Schiffe können für einige Zeit hinter den Wellen verschwinden); die See ist vollig mit langen weißen Schaumflecken bedeckt; die sich in die Windrichtung legen; überall werden die Kanten der Wellenkämme zu Schaum zerblasen; Sicht ist herabgesetzt
12	12	Orkan	64 und mehr	67.7	32.7 und mehr	34.8	118 und mehr	125	Luft ist mit Schaum und Gischt angefüllt: See vollständig weiß; Sicht sehr stark herabgesetzt

Abb. 2 Geschwindigkeiten und Auswirkungen des Bodenwindes sowie Befiederung durch die Beaufortskala

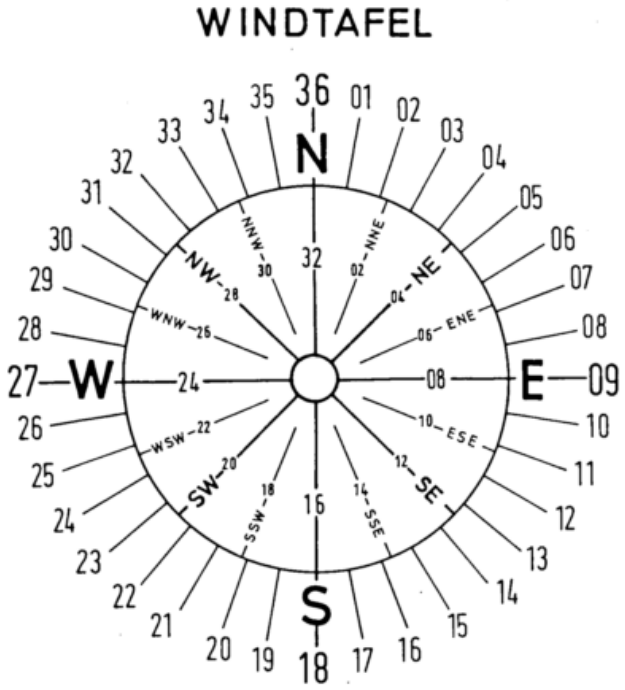


Abb. 3 Windrose

Symboltafel

ww	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
00										
10										
20										
30										
40										
50										
60										
70										
80										
90										

	N	C_L	C_M	C_H	C	W	a	E	
0									
1									
2									
3									
4									
5									
6									
7									
8									
9									
/									

DWD SY 4/79

Abb. 4 -Symboltafel- Mit diesen Symbolen werden vollständige Wettermeldungen verschlüsselt. Nur eine Auswahl davon wird in den Seewetterberichten verwendet.

3. DIE ANALYSE DES DRUCKFELDES

Im Vorangegangenen waren die Hoch- und Tiefdruckgebiete als die primär winderzeugenden Systeme dargestellt worden. Der atmosphärische Luftdruck ist daher die entscheidende meteorologische Größe, ihre Analyse muß sehr sorgfältig durchgeführt werden. Jede atmosphärische Bewegung ist Massentransport, der stets mit einer Änderung des Druckfeldes verknüpft ist. Diesen zeitlichen Druckveränderungen wird daher in der meteorologischen Prognose-Praxis größte Aufmerksamkeit geschenkt. Das Gleiche sollte auf See zur Selbstverständlichkeit werden.

Zur Darstellung des Luftdruckfeldes werden Isobaren gezeichnet, Linien, die Punkte gleichen Luftdruckes miteinander verbinden. Entlang einer Isobare ändert sich also der Druck nicht, zwischen zwei Isobaren ist der Druckunterschied überall gleich. Durch mehrere solcher Linien lassen sich Gebiete mit höherem und niedrigerem Luftdruck herausarbeiten. Isobaren in einer Wetterkarte werden oft mit Höhenlinien in topographischen Karten verglichen, auf denen Erhebungen und Täler darzustellen sind. Wie durch die Isobaren die unterschiedlichen Druckgebilde sichtbar werden, zeigt Abb. 1 auf Seite 5.

Von größtem praktischen Nutzen ist die Tatsache, daß Richtung und Geschwindigkeit des Windes in enger Beziehung zu den Isobaren stehen:

a.) um die Zentren der Hochdruckgebiete weht der Wind im Uhrzeigersinn, um die Zentren der Tiefdruckgebiete entgegengesetzt (jeweils auf der Nordhalbkugel),

b.) die Windrichtung verläuft über der freien See nahezu parallel zur Isobarenrichtung mit einer geringen Strömungskomponente zum tiefen Druck hin,

c.) je enger der Isobarenabstand wird (zunehmender Druckunterschied), um so größer ist die Windgeschwindigkeit (objektive Methode zur Bestimmung der Windgeschwindigkeit aus dem Isobarenabstand lernen wir noch kennen).

Da die Stationsmeldungen auf der Bordwetterkarte willkürlich verteilt sind, ist eine Interpolation zwischen den eingetragenen Druckwerten notwendig, um den Druck zu erhalten, für den eine Isobare gezeichnet werden soll. Wir vereinbaren, in Abständen von je 5 hPa Isobaren zu zeichnen, d. h. für die Werte ... 995, 1000, 1005, ... hPa usw. Die Analyse der Druckwerte einer Wetterkarte ist somit eine flächenmäßige (zweidimensionale) Interpolation. Um eine Wetterkarte zu vervollständigen, ist es oft erforderlich, Isobaren auch außerhalb der Gebiete mit gemeldeten Druckwerten zu zeichnen (Extrapolation). Einige einfache Beispiele sollen zunächst das Verfahren der Interpolation und Extrapolation deutlich machen. Gleichzeitig erkennen wir auch, daß eine solche manuelle Analyse der Druckwerte stets mit individuellen Ungenauigkeiten behaftet sein muß.

3.1 INTERPOLIEREN

Da die Zentren der Hochs und Tiefs sowie die Fronten in der Wetterlage bereits angegeben sind, kommt es zunächst darauf an, den Isobarenverlauf zu konstruieren.

In Abb. 5 sind 6 Druckwerte gegeben. Wir erkennen, daß der Druck von "Norden nach Süden" zunimmt. Da wir stets annehmen, daß sich der Druck gleichmäßig ändert (nur an Fronten ist das anders!), kann man abschätzen, wo etwa die Druckwerte liegen, für die Isobaren zu zeichnen sind. Hilfsmittel: wir verbinden einzelne Druckwerte durch Hilfslinien und teilen die Strecken im Verhältnis der Druckunterschiede auf. Wir markieren die Schnittpunkte, an denen der Luftdruck z. B. 1000, 1005, ... hPa beträgt. Die gestrichelten Linien verbinden alle auf diese Weise gewonnenen Schnittpunkte und stellen eine erste Annäherung an den tatsächlichen Isobarenverlauf dar.

Da mit diesen Hilfslinien immer nur zwischen jeweils zwei Druckwerten (linear) interpoliert wird, nicht aber benachbarte Werte beachtet werden, ist der Verlauf dieser Isobaren noch unstetig und repräsentiert nicht genau das wahre Druckfeld. Geht man von der Interpolation entlang einer Geraden zu einer mehr flächenmäßigen über und bezieht auch benachbarte Punkte mit ein, so erhält man einen etwas mehr geglätteten Verlauf der Isobaren, wie er ungefähr durch die ausgezoge-

nen Linien dargestellt wird.

Die Isobaren 995 hPa und 1015 hPa erhält man, wenn man das Druckfeld zu niedrigeren und höheren Druckwerten vervollständigt und die Isobaren an bereits vorhandene angleicht. Bei einiger Übung im Zeichnen von Wetterkarten sollte auf die Hilfslinien verzichtet werden.

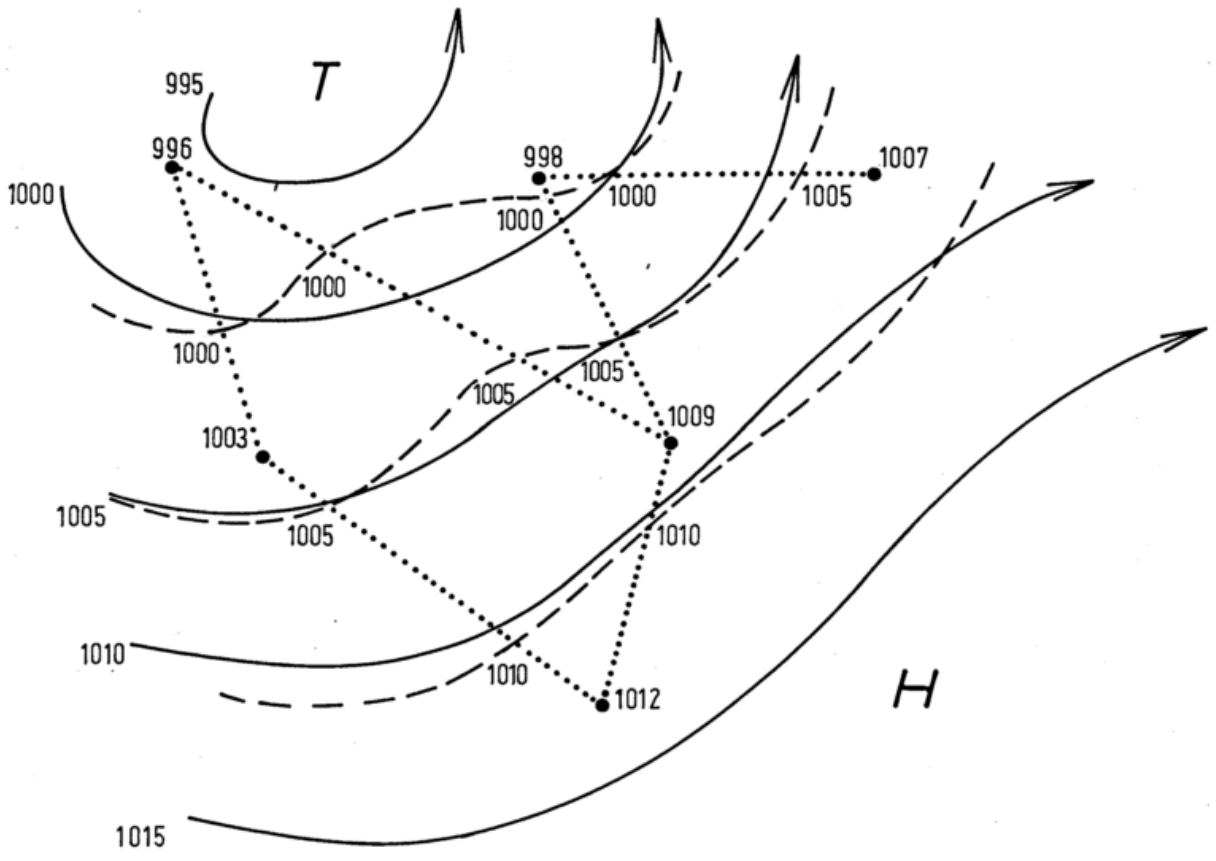


Abb. 5 Beispiel einer Interpolation zwischen 6 vorgegebenen Druckwerten. Die Hilfslinien sind punktiert.

In Abb. 6 wird zwischen 4 Druckzentren interpoliert. Eine solche Anordnung erzeugt in der Mitte des Gebietes bei N einen sogenannten neutralen oder Sattelpunkt: nach zwei Seiten nimmt der Druck zu, nach den beiden anderen ab.

Entsprechend sind hier zwei Isobarenführungen möglich. Durch die ausgezogenen Linien wird eine Hochdruckbrücke zwischen den beiden Hochs analysiert, während die gestrichelten Isobaren eine Tiefdruckrinne zwischen den beiden Tiefs entstehen lassen. Lediglich mit Hilfe der Windrichtung bei vorhandenen Wettermeldungen kann in solchen Fällen ein eindeutiger Isobarenverlauf gefunden werden.

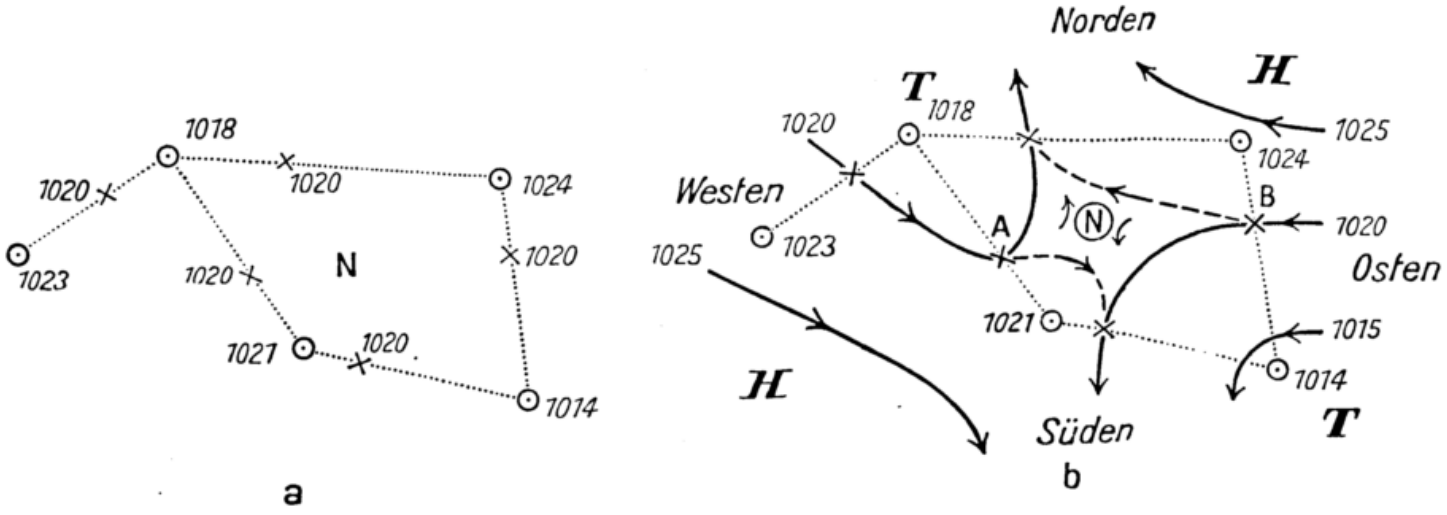


Abb. 6 Ein anderes Beispiel mit 5 Druckwerten, einem sogenannten neutralen Punkt N sowie 4 Druckzentren

Über das Zeichnen von Isobaren können wir bislang festhalten:

Isobaren

- sind glatte oder stetig verlaufende Linien; auch ihr gegenseitiger Abstand kann sich nur stetig ändern;
- dürfen sich nicht berühren oder kreuzen; sie verlaufen im allgemeinen gleichgerichtet nebeneinander her;
- sind entweder in sich geschlossen oder beginnen und enden am Kartenrand;
- haben den tieferen Druck auf der Nordhalbkugel stets auf der linken Seite, in Windrichtung gesehen;
- in deren Verlauf eine plötzliche Umkehr der Windrichtung stattfindet, sind falsch gezeichnet.

Eine brauchbare Interpolationshilfe - besonders für Anfänger - ist eine Hilfslinie vom höchsten zum niedrigsten Druckwert entsprechend den Angaben der Wetterlage. Mit Hilfe der anderen Stationsmeldungen können dann auf dieser Linie die Schnittpunkte der zu zeichnenden Isobaren abgeschätzt werden. Dabei sollte nach Möglichkeit die unterschiedliche Windstärke berücksichtigt werden: Im allgemeinen nimmt die Windstärke vom Hoch zum Tief zu, während im Bereich des Tiefzentrums eine erneute Windabnahme eintritt. In gleicher Weise sollte der Isobarenabstand zunächst abnehmen und im Tiefzentrum wieder zunehmen. Derartige Verhältnisse (Abb. 7) gelten in erster Linie für größere und langsam ziehende Tiefdruckgebiete.

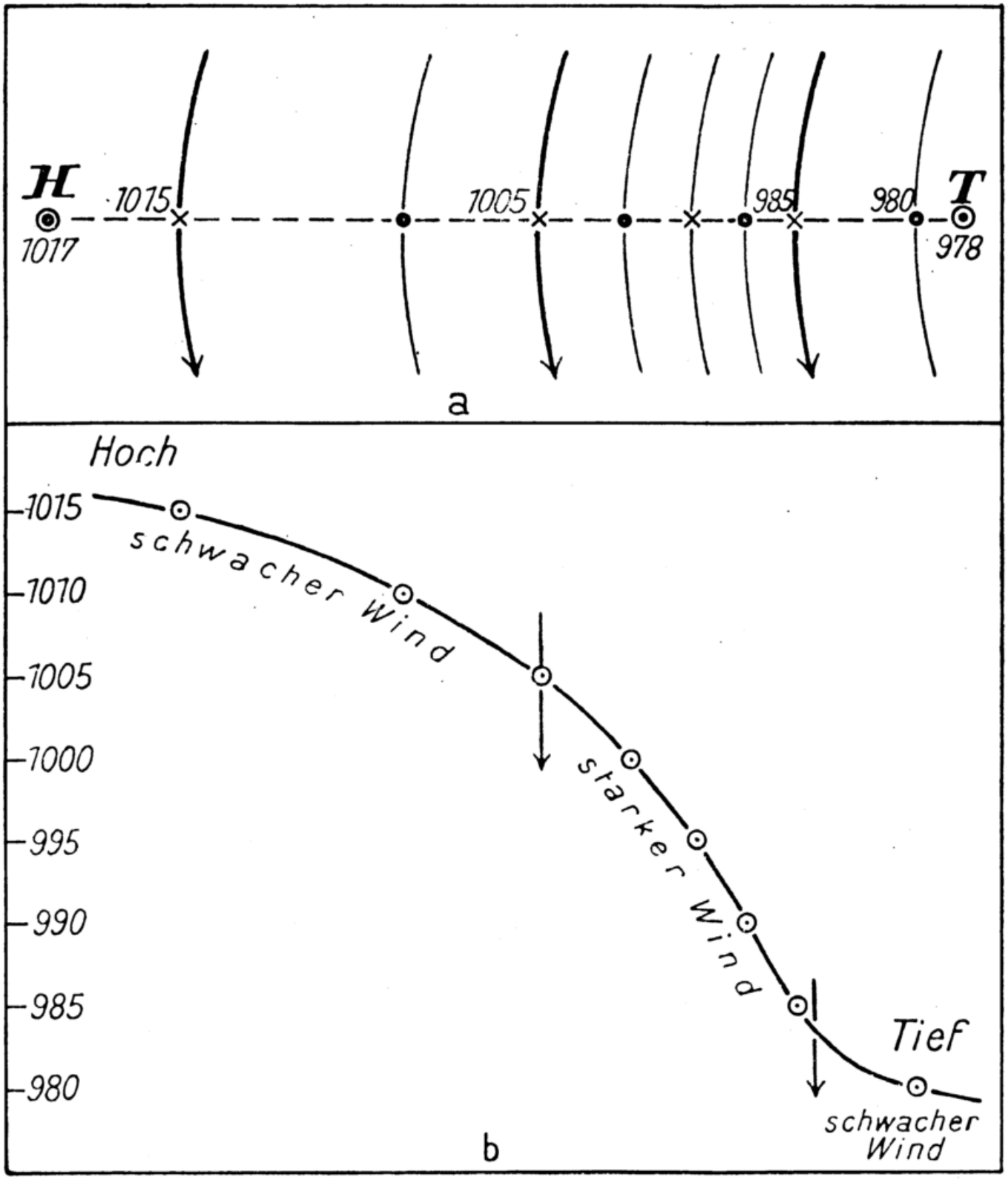


Abb. 7 Interpolation zwischen höchstem und tiefstem Druck entlang einer Hilfslinie. Berücksichtigt wurde die Änderung der Windstärke, wie diese zwischen zwei ausgeprägten Druckzentren typisch ist.

3.2 DIE WINDRICHTUNG

Auf den engen Zusammenhang zwischen Druck und Wind ist wiederholt hingewiesen worden. Windrichtung und -stärke erleichtern die Konstruktion der Isobaren wesentlich.

In Abb. 8 sind zwei Meldungen des Druckes 990 hPa dargestellt: einmal mit NNE-Wind Stärke 6, einmal mit SSW-Wind Stärke 9. Die gerade Verbindung zwischen beiden Beobachtungen ist keine Isobare, denn

- die Windpfeile würden mit dieser Isobare einen erheblich zu großen Winkel bilden, und
- entlang dieser Isobare würde ein Windsprung von 180 Grad stattfinden.

Der richtige Isobarenverlauf - in Übereinstimmung mit Windrichtung und -stärke - wird dargestellt durch:

- eine nahezu isobarenparallele Windrichtung mit einem geringen Winkel vom höheren zum tieferen Druck,
- eine überall stetige Drehung des Windes von NNE auf SSW.

Wegen des stärkeren SSW-Windes ist rechts der Isobarenabstand geringer als links. Außerdem muß infolge der allgemein hohen Windstärke innerhalb der 990 hPa-Isobare mindestens noch eine abgeschlossene Isobare mit Tiefkern liegen.

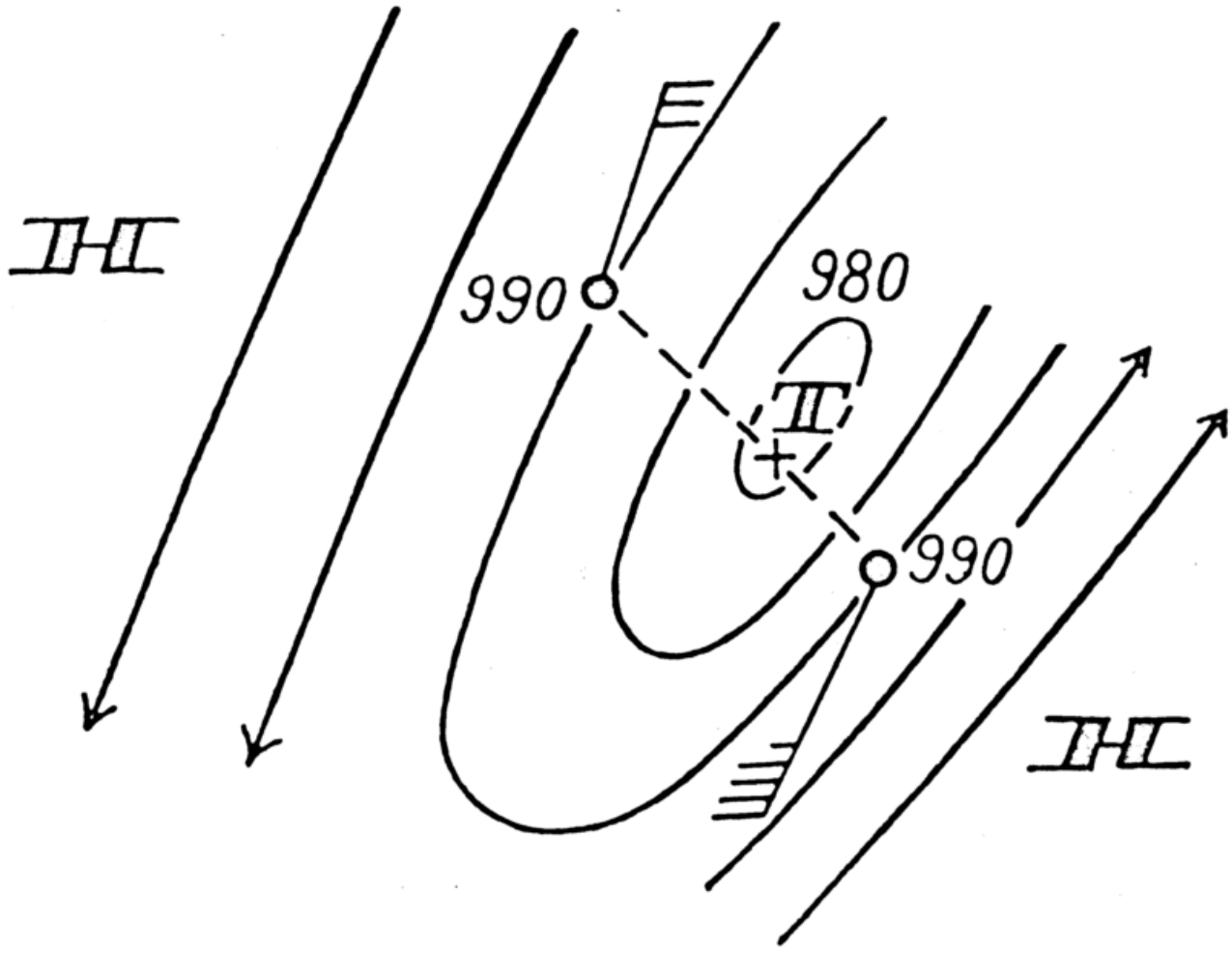


Abb. 8 Berücksichtigung von Windrichtung und -stärke beim Zeichnen der Isobaren.

Eine andere mögliche Fehlerquelle ist in Abb. 9 dargestellt. Würde die 1015 hPa-Isobare in der punktierten Weise gezeichnet, ergäbe sich bei B folgende Situation: Vom Tief 1005 hPa nach rechts fortschreitend steigt der Druck an und ist rechts von der ausgezogenen 1015 hPa-Isobare bei B höher als 1015 hPa. Links vom Hoch 1020 hPa ist jedoch der Druck bei B niedriger als 1015 hPa. Da das Druckfeld an jedem Ort nur einen Wert annehmen kann, ist nur die gestrichelte Version der 1015 hPa-Isobare richtig.

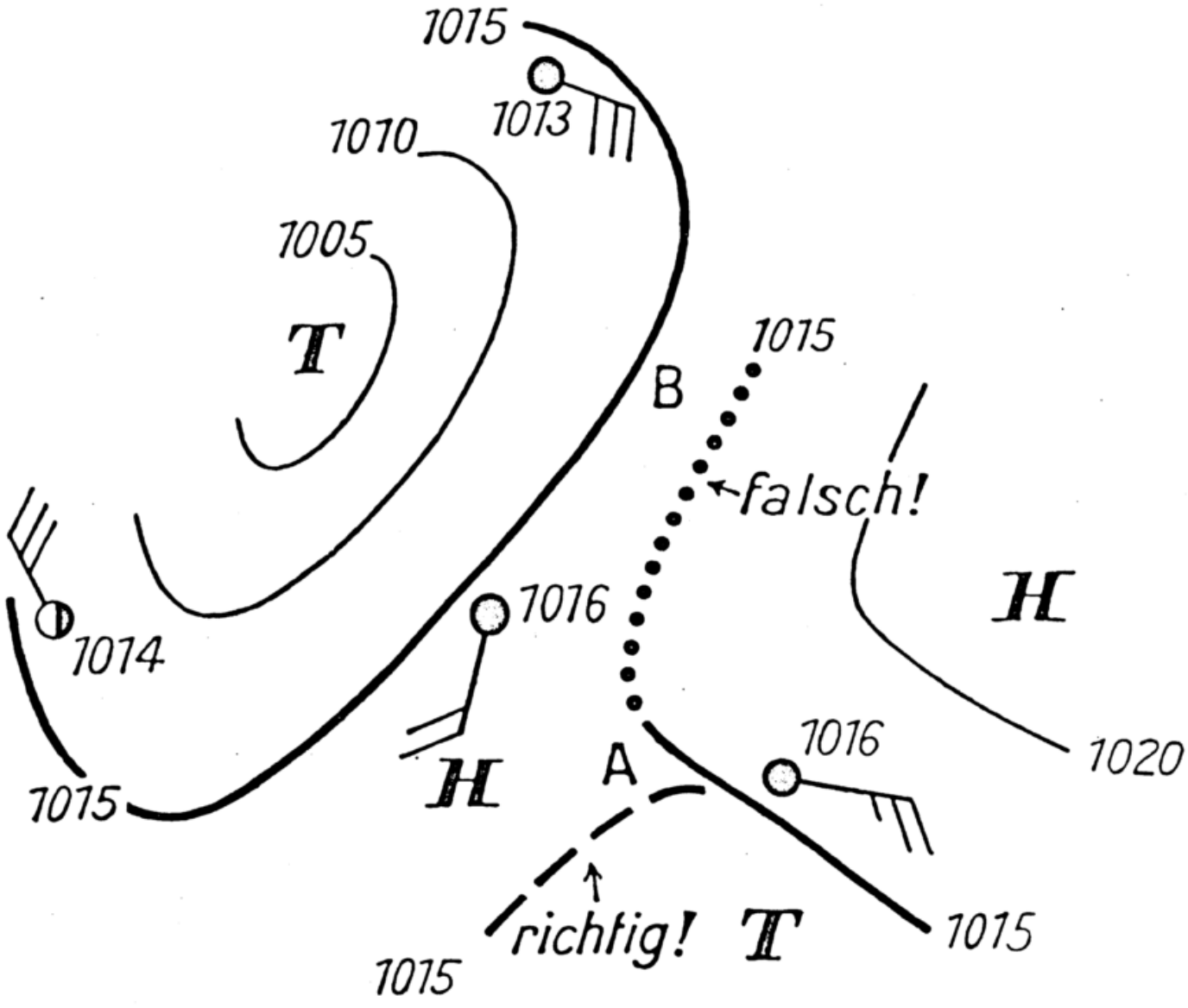


Abb. 9 Mögliche Fehlerquellen beim Zeichnen der Isobaren

Auch folgende Wetterlage kann zu einer falschen Konstruktion der Isobaren führen: Im Seewetterbericht wird ein Tief von 992 hPa und ein Randtief von 1003 hPa angegeben. Beide sind relativ eng benachbart (Abb. 10). Zwischen den Tiefs existieren leider keine Stationsmeldungen. Problematisch ist für den Anfänger dann immer: welche ist die erste umfassende, d. h. Tiefs einschließende Isobare? Es wäre z. B. möglich, die 1010 hPa-Isobaren so zu zeichnen, wie es die gestrichelten Linien andeuten. Auf diese Weise entsteht jedoch im Norden des Randtiefs und im Süden des Haupttiefs ein starkes Druckgefälle mit den entsprechend hohen Windstärken. Außerdem müßte zwischen den beiden Tiefs auf engstem Raum eine Richtungsänderung dieser starken Winde von 180 Grad erfolgen. Den tatsächlichen Windverhältnissen wird durch die ausgezogenen Isobaren Rechnung getragen; zwischen beiden Tiefkernen existiert eine windschwache Zone.

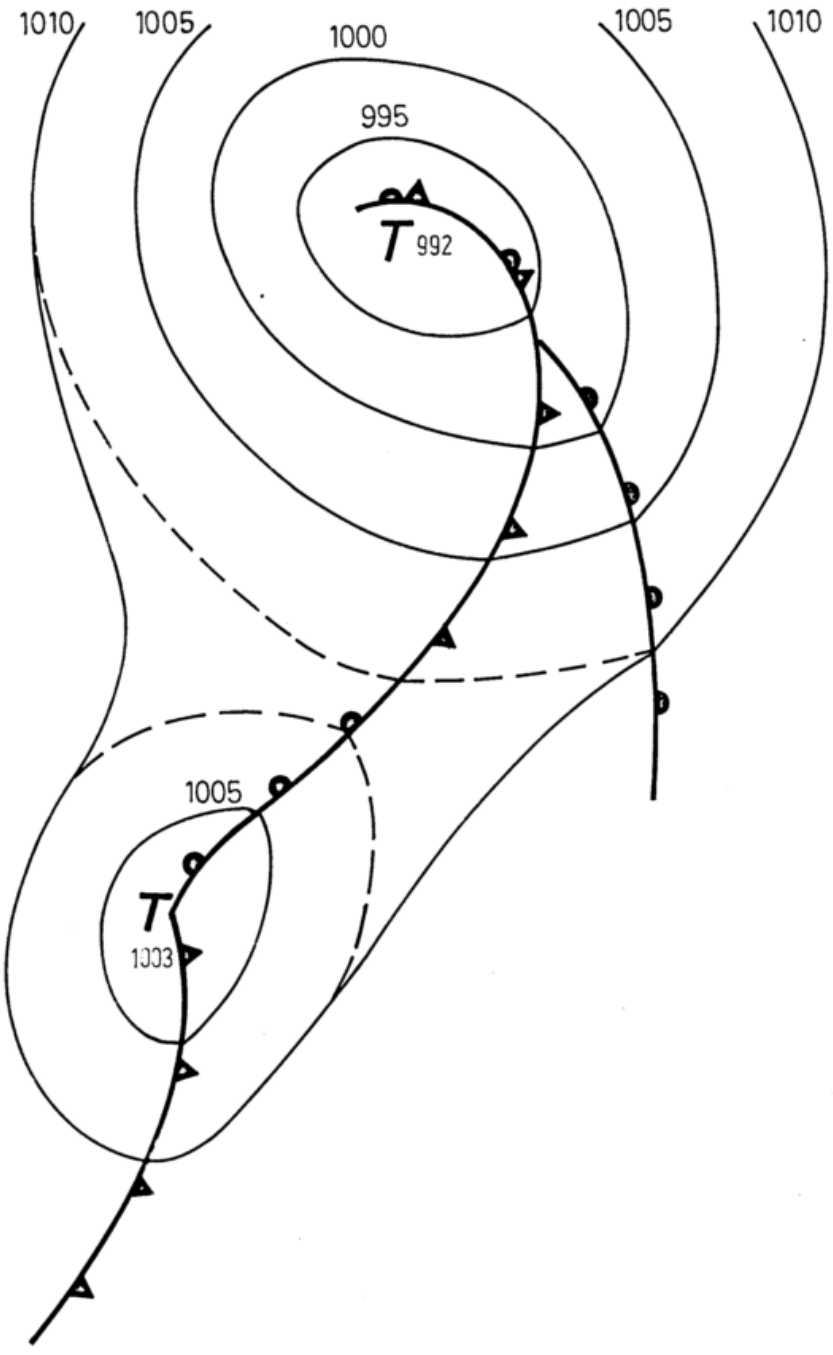


Abb. 10 Tief und Randtief. Die gestrichelt gezeichneten Isobaren zeigen, wie eine solche Druckverteilung nicht zu analysieren ist.

3.3 DIE FRONTEN

ZUSAMMENHANG ZWISCHEN FRONTEN UND ISOBARENBILD

Fronten mit markanten Wettererscheinungen werden in der Wetterlage mit Hilfe von Schnittpunkten zwischen Fronten und ausgewählten Isobaren gegeben. Drei verschiedene Frontentypen kommen in den Seewetterberichten vor:



Warmfront



Kaltfront



Okklusion

Die dargestellten Symbole sind beim Zeichnen der Fronten international gebräuchlich.

Eine Warmfront entsteht, wenn sich warme Luft in Richtung auf Gebiete mit kälterer Luft bewegt (siehe Abb. 11, Seite 18).

Dringt kalte Luft gegen das von Warmluft eingenommene Gebiet vor, so wird die vordere Begrenzung der Kaltluft als Kaltfront bezeichnet (siehe Abb. 12, Seite 18).

Im allgemeinen bewegen sich Kaltfronten schneller als Warmfronten und überholen sie. Die Kaltluft schiebt sich unter die Warmluft und drängt diese in die Höhe. Die Kaltfront wird am Erdboden zur Okklusionsfront, während die Warmfront nur noch in der Höhe existiert. Dabei unterscheidet man zwischen einer Kaltfront-Okklusion (siehe Abb. 13, Seite 19) und einer Warmfront-Okklusion (siehe Abb. 14, Seite 19).

Fronten sind als Begrenzungslinien unterschiedlicher Luftmassen definiert. Da die Luftströmung über See fast parallel zu den Isobaren verläuft und die Fronten (Okklusionen) im allgemeinen weit in den Tiefkern hineinreichen, müssen die Isobaren die Fronten schneiden. Da Fronten von ihrer Entstehung her Tiefdruckrinnen sind, erleiden Isobaren an Fronten einen Knick zum hohen Druck hin. Fronten sind daher die einzigen Orte, an denen eine Richtungsänderung der Isobaren durch einen mehr oder weniger stark ausgeprägten Knick gezeichnet werden kann.

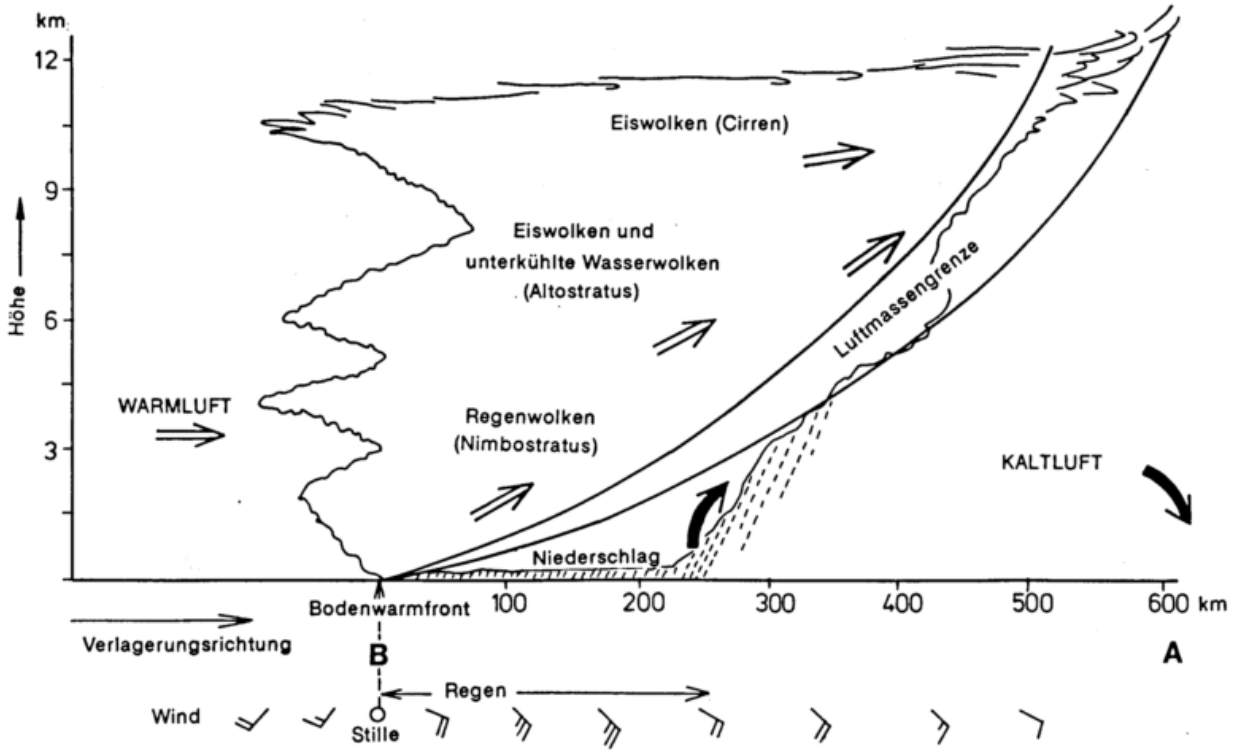


Abb. 11 Seitenansicht einer Warmfront

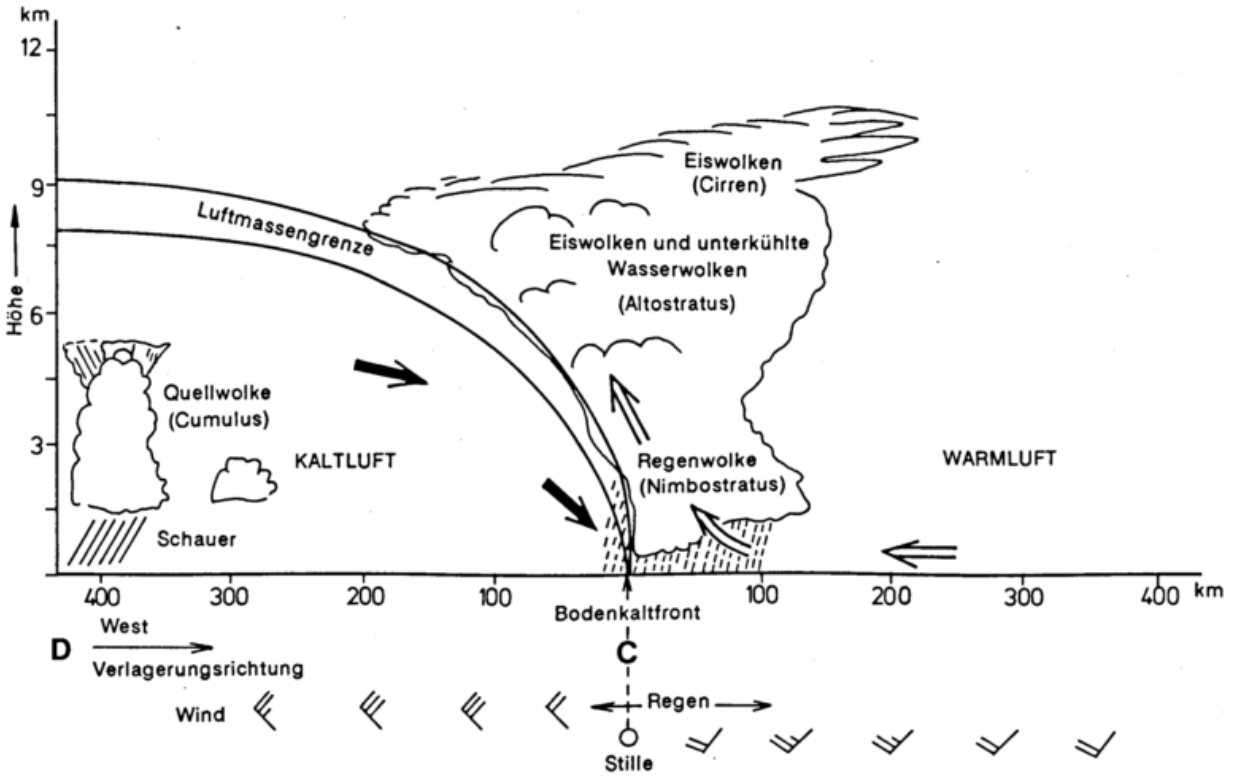


Abb. 12 Seitenansicht einer Kaltfront

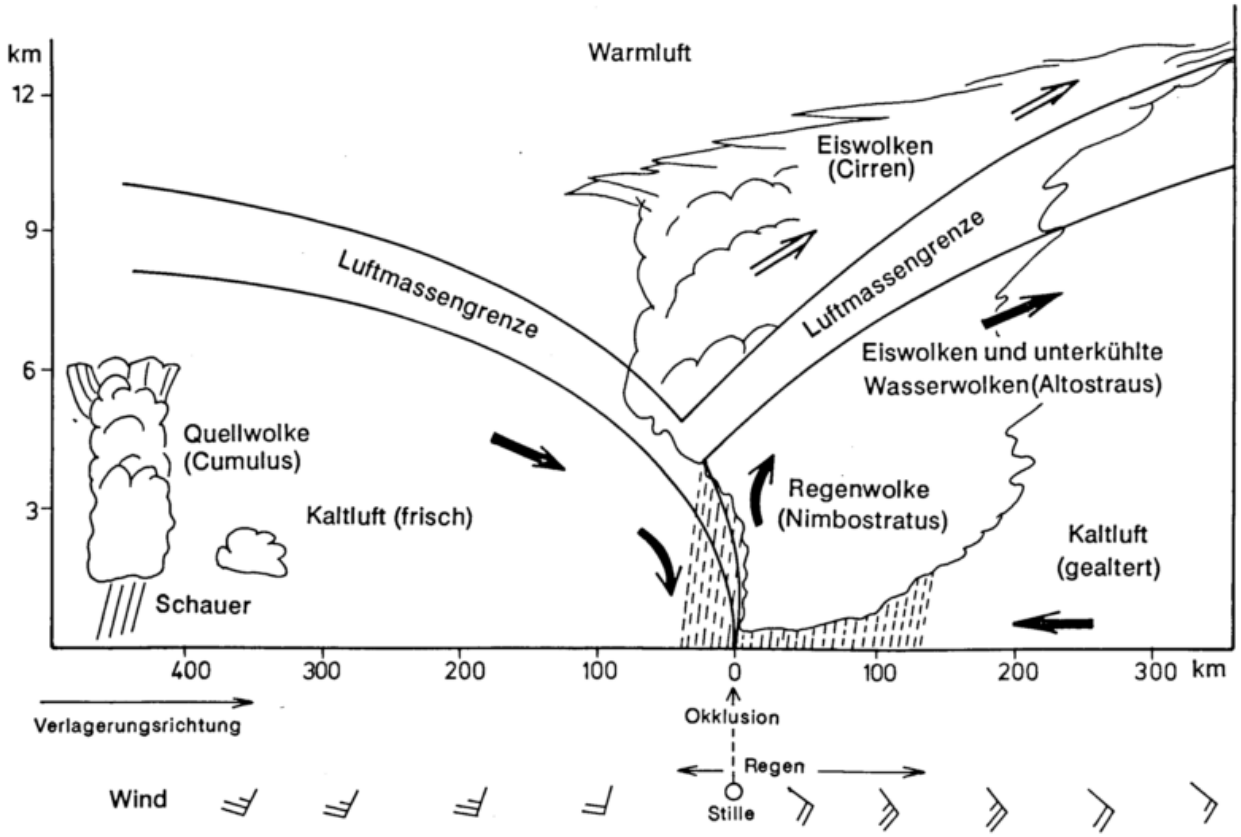


Abb. 13 Seitenansicht einer Kaltfront-Okklusion

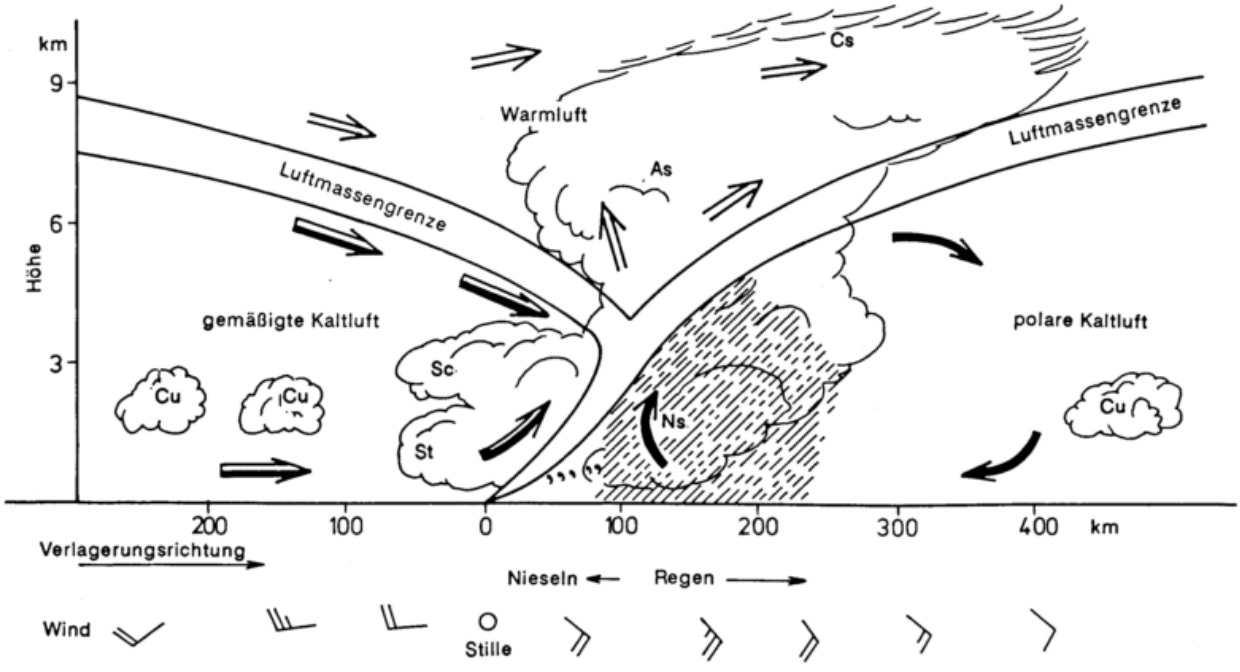


Abb. 14 Seitenansicht einer Warmfront-Okklusion

Abb. 15 zeigt, wie durch die Schwerpunkte dreier Isobaren etwa eine Kaltfront zu legen ist. Allgemein sind vor allem Warm- und Kaltfronten in ihrem mittleren Teil wegen der dort höheren frontsenkrechten Komponente des Windes leewärts "ausgebeult".

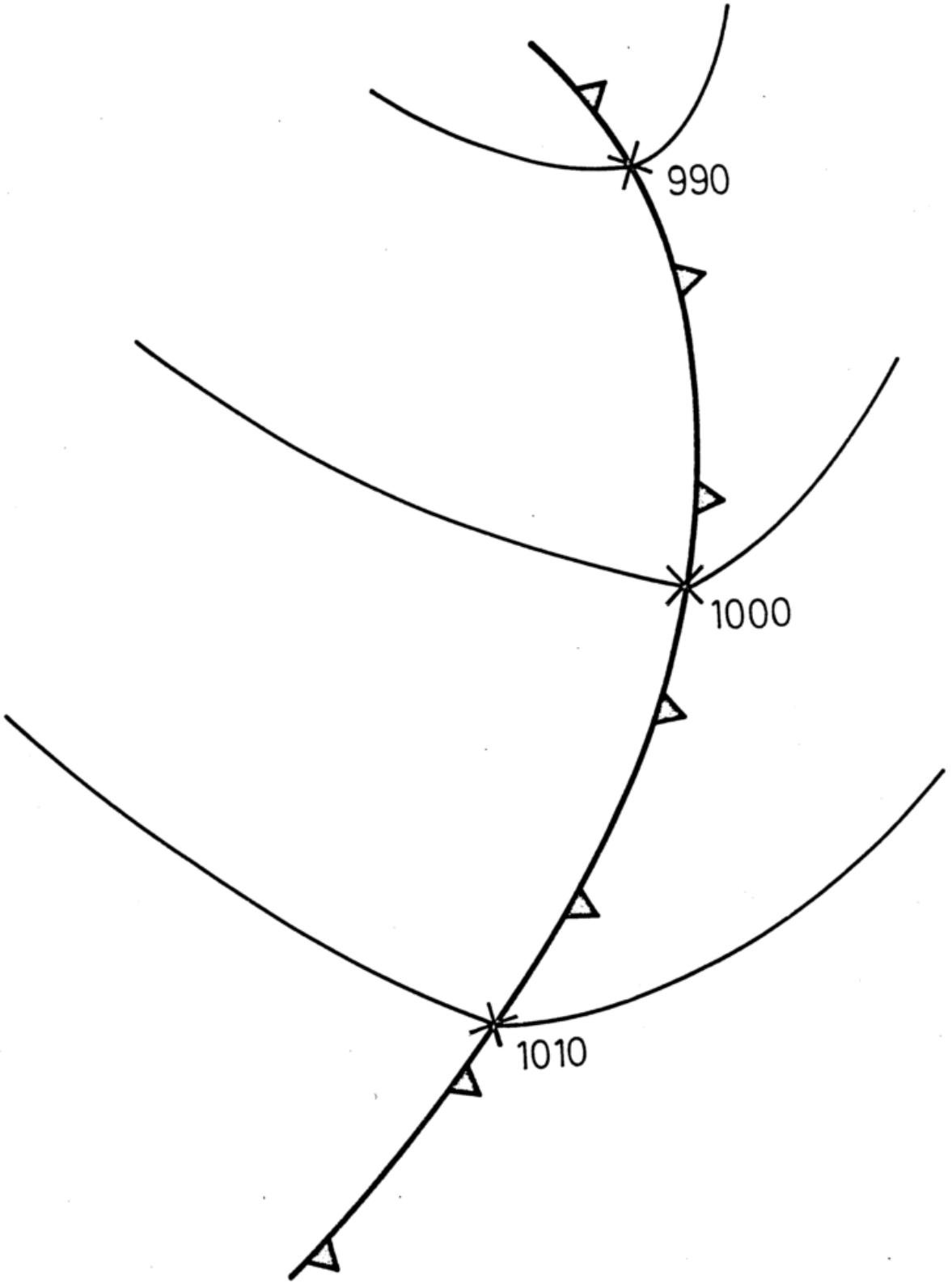


Abb. 15 Beispiel einer durch drei Druckwerte definierten Kaltfront: hier schneiden die entsprechenden Isobaren die Front.

Neben einer sprunghaften Winddrehung ändert sich meist auch beim Durchgang einer Front die Windgeschwindigkeit, hervorgerufen durch eine übergangslose Änderung des Isobarenabstandes. Abb. 16 zeigt schematisiert die beiden Fälle:

a.) Abflauen des Windes bei Frontdurchgang und

b.) Zunahme des Windes bei Frontdurchgang, in beiden Fällen Rechtdrehen des Windes.

Ursache ist der unterschiedliche Winkel, den die Isobaren vor und hinter der Front mit ihr bilden. Entsteht zwischen Isobaren und Front ein nahezu rechter Winkel, so ist der gegenseitige Isobarenabstand bei einem gegebenen Druckfeld am größten. Wird der Raum, in dem bestimmte Druckunterschiede herrschen, aus irgendeinem Grund auf einer Seite der Front eingeengt, reagiert das Druckfeld mit einem Umbiegen der Isobaren: der Winkel zwischen Front und Isobarenrichtung wird kleiner.

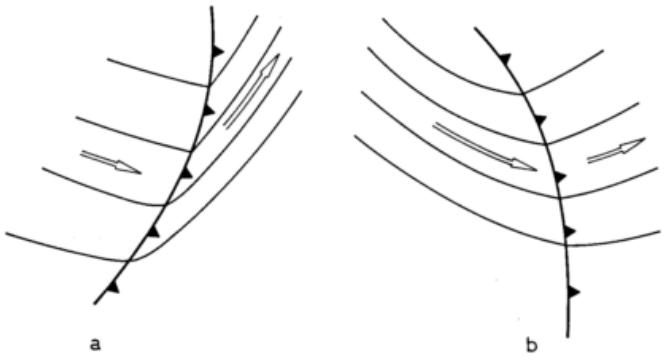


Abb. 16 Unterschiedliche Isobarenabstände vor und hinter der Kaltfront
a.) Windabnahme b.) Windzunahme

Sehr häufig ist der Fall a.) anzutreffen, wenn ein vom Nordatlantik ostwärts ziehendes Frontensystem durch ein stationäres Hoch über Skandinavien blockiert wird. Abb. 17 zeigt einen idealisierten Isobarenverlauf, wie er in etwa einer solchen Wetterlage entspricht. Stürmische Südost- bis Südwinde vor der Front sind hierfür charakteristisch.

Fall b.) tritt ein, wenn einer ostwärts abziehenden Kaltfront ein gut ausgebildeter Hochkeil mit starkem Druckanstieg folgt und auf diese Weise die Isobaren stark in Nord-Süd-Richtung drehen ("Aufsteilen" der Strömung), bei gleichzeitiger Verringerung des Isobarenabstandes. Herbstliche und winterliche Wetterlagen liefern hierfür typische Beispiele.

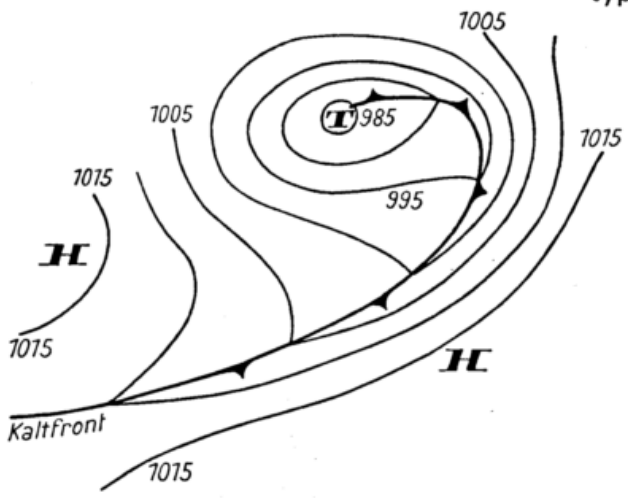


Abb. 17 Typische Wetterlage zum Fall a.) von Abb. 16: "Vorderseitensturm"

4. DIE PRAXIS AN BORD: BEISPIELE

Im folgenden Abschnitt werden drei Seewetterberichte - zwei Deutschlandfunk-Seewetterberichte (für Nord- und Ostsee) und ein Deutsche Welle-Seewetterbericht (für das Mittelmeer) herangezogen, um das Entstehen von Bordwetterkarten nachzuvollziehen.

4.1 DEUTSCHLANDFUNK-SEEWETTERBERICHT VOM 04.08.1985

In Abb. 18 und 19 ist in dem Vordruck der Bordwetterkarte Nr.9 der Deutschlandfunk-Seewetterbericht vom 04.08. 1985, 01.05 Uhr GZ, bereits eingetragen.

1.) Die Wetterlage vom 03.08.1985, 18 UTC, wird nach Möglichkeit vollständig in die Wetterkarte eingetragen. Druckgebilde, die außerhalb des Kartenausschnittes liegen, sollten am Rand vermerkt werden, so beispielsweise das Hoch mit Druckangabe 1019 hPa am unteren Kartenrand, wo etwa Mittelfrankreich liegt. Die im Kartenausschnitt erfaßten Druckgebilde werden entsprechend ihrer Kerndruckpositionen mit Druckwertangabe eingetragen. Der genannte Ausläufer mit den Druckangaben 1000 hPa und 1010 hPa wird entsprechend über Schweden und östlich von Berlin markiert. Alle Frontensysteme, also auch der beschriebene Ausläufer, stehen mit dem jeweils vorgenannten Tief in Verbindung. Das bedeutet in diesem Fall, daß der Ausläufer unter Berücksichtigung seiner Ortsangaben in den Kern des Tiefs knapp südwestlich von Svinöy analysiert werden muß. Ebenso verhält es sich bei der Warmfront des Tiefs bei 53 Nord 18 West, wobei natürlich auch im Frontenverlauf die Vorstellungen einer sogenannten Idealzyklone zugrunde gelegt werden (nachzulesen in allen einschlägigen Lehrbüchern). Die südlich des Tiefkerns befindliche Frontenlage ist für junge, entwicklungsfähige Tiefs typisch. Die Pfeile an den Fronten und Druckgebilden geben deren Bewegungsrichtungen an. Anschließend wird noch der Hochkeil HK, 1005 hPa Irische See und 1000 hPa südwestlich der Hebriden, eingetragen.

2.) Das Eintragen der Stationsmeldungen dürfte bei Berücksichtigung aller bereits gegebenen Hinweise keine Schwierigkeiten mehr bereiten. Bis auf das Ozeanwetterschiff "L" (Station 24) handelt es sich ausschließlich um Küstenstationen. Deren Windrichtung und -stärke lassen nur bedingt Rückschlüsse auf die Verhältnisse auf freier See zu. Im Bereich der westlichen Ostsee liegen die Stationen 15 bis 18 sehr gedrängt. Um alle Meldungen einzutragen, können platzsparend beim Luftdruck die ersten beiden Ziffern (Hunderter und Tausender) (1015 = 15) oder die erste Ziffer (995 = 95) weggelassen werden. Mehrdeutigkeiten treten bei den in unseren Breiten üblichen Druckwerten nicht auf.

3.) Der schwierige Teil beim Erstellen einer Bordwetterkarte ist das Zeichnen der Isobaren. Betrachtet man nur die Druckwerte der Stationsmeldungen, so wird ersichtlich: der Druck nimmt kontinuierlich von Norden nach Süden hin ab. Entsprechend haben nahezu alle Stationen Winde aus Südwest bis West, und als Folge werden auch die Isobaren die Hauptrichtung West - Ost aufweisen. Dabei hat der tiefere Druck stets links und der höhere rechts von der Isobare zu bleiben. Die Richtung der Windstärke-Fieder ist jetzt von Nutzen, da sie zum tieferen Luftdruck zeigt.

DLF-Sendung vom 04.08.1985 ..... 12.40 (1269 kHz), 01.05 (1539 und 1269 kHz), 06.40 (1269 kHz) Uhr GZ

Wetterlage vom 3.8.85, 20 Uhr

Tief 991 knapp südwestlich Svinöy wenig nordnordostziehend. Ausläufer 1000 knapp südwestlich Stockholm, 1010 östliche DDR ostnordostschwenkend. Resttief 992 Norwegische See auffüllend. Flaches Tief 998 auf 60 N, 19 W auffüllend. Hoch 1019 Mittelfrankreich mit Keil 1005 Irische See, 1000 südwestlich der Hebriden südostverlagernd, abschwächend. Tief 988 auf 53 N, 18 W ostnordostziehend, vertiefend, Sonntag mittag dicht westlich Irland. Warmfront 1000 ca. 100 sm südwestlich Irland ostnordostschwenkend.

Stationsmeldungen vom 3.8.85, 23 Uhr

1	Sklinna	S 1		14°	993
2	Svinöy	SE 1		13°	993
3	Lista	W 4		14°	998
4	Aberdeen	WSW 3		13°	999
5	Tynemouth	WSW 4		11°	1003
6	Hemsby	SW 2	Gewitter	12°	1009
7	Den Helder	SW 4		13°	1009
8	FS Borkumriff	---			
9	Helgoland	W 5		15°	1007
10	List auf Sylt	WSW 5	Gewitter	14°	1005
11	Thyboron	WSW 4	Gewitter	14°	1001
12	Skagen	SSW 5		13°	1000
13	Fornaes	SW 3		12°	1002
14	Kullen	WSW 7		14°	1002
15	Kegnaes	SSW 5	Gewitter	13°	1006
16	Kiel-Holtenau	SW 3		13°	1007
17	Puttgarden-Aut.	---			
18	FS Mön	WSW 5		15°	1006
19	Arkona	WSW 4		13°	1008
20	Bornholm	W 6		14°	1005
21	Visby	SSW 5		14°	1003
22	Mariehamn	S 4	Regen	15°	1001
23	Hel	SSW 3		15°	1010
24	Ozeanwetterschiff L	WNW 2		12°	1002
25	Cherbourg	WSW 4		13°	1016

Vorhersagen bis heute 24 Uhr heute 12 Uhr heute 18 Uhr	Aussichten bis morgen 12 Uhr heute 24 Uhr morgen 06 Uhr
N10, Deutsche Bucht SW-W 6, Schauerböen, gute Sicht	westliche Winde 5, rückdrehend
Südwestliche Nordsee (N11 Humber, N12 Ihemse) westliche Winde 5-6, Schauerböen, gute Sicht	SW 4-5, später zunehmend 6
N9, Fischer SW-W 5-6, Schauerböen, gute Sicht	westliche Winde 5, rückdrehend
B14, Skagerrak SW 5-6, Schauerböen, gute Sicht	W 4-5
B13, Kattegat SW-W 5-6, Schauerböen, gute Sicht	W 4-5
B12, Belte und Sund SW-W 6, Schauerböen, gute Sicht	W 4-5
B11, Westliche Ostsee SW 6, abnehmend 4-5, anfangs noch Schauerböen, gute Sicht	westliche Winde 4, später rückdrehend
B10, Südliche Ostsee SW-W 6, abnehmend 4-5, gute Sicht	W 4

Abb. 18 Deutschlandfunk-Seewetterbericht vom 03.08.1985

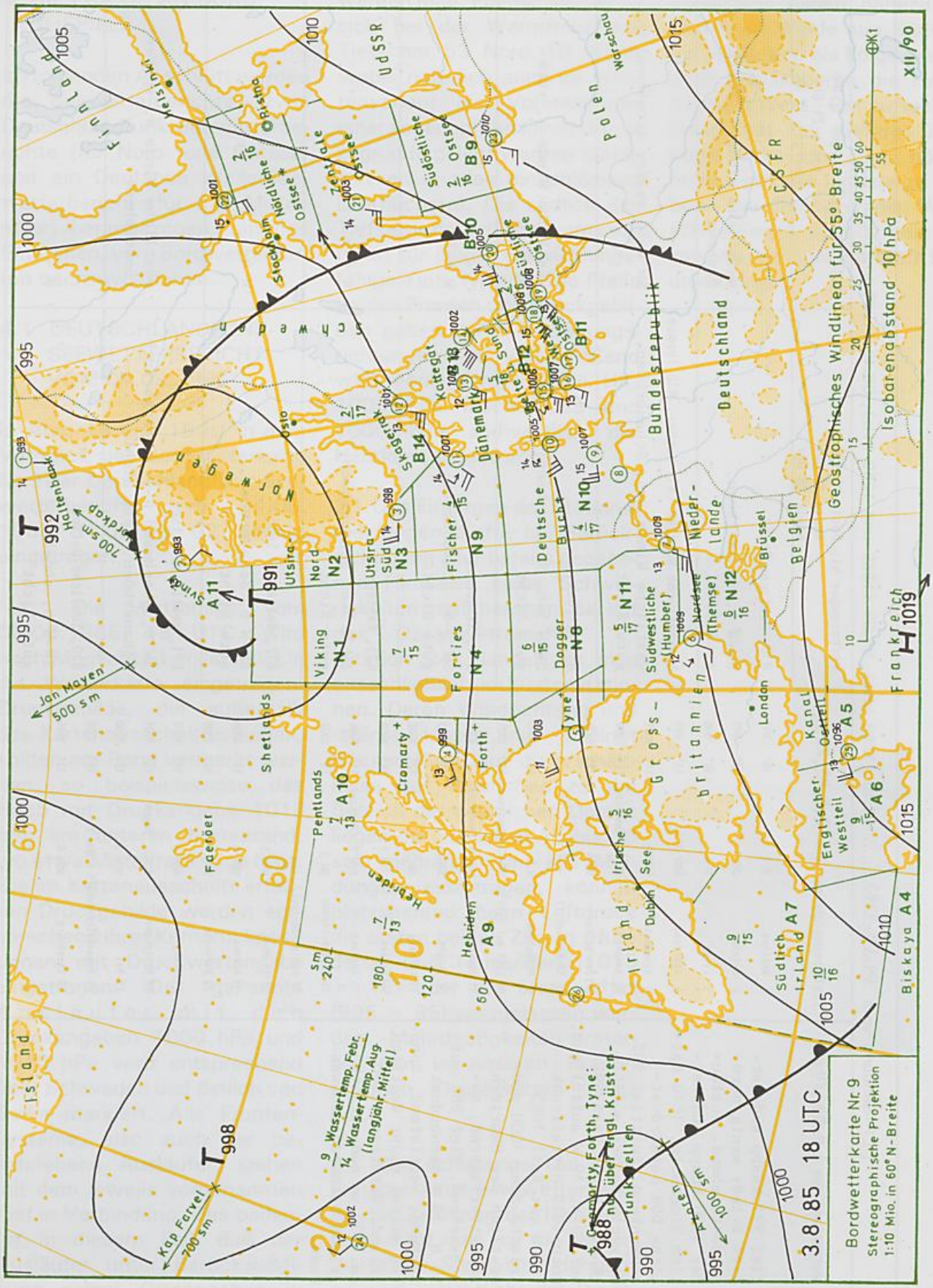


Abb. 19 Wetterlage vom 03.08.1985, 18 UTC

Zweckmäßigerweise beginnt man mit dem Entwerfen der Isobaren (weicher Bleistift) dort, wo der Verlauf aufgrund vieler Stationsmeldungen eindeutig ist. So ist die Isobare 1005 hPa im Beispiel durch zwei Stationsmeldungen (Stationen 10, 20) festgelegt. Auch die 1000 hPa-Isobare wird durch den Stationswert (Station 12) erfaßt. Hinzu kommen noch drei Hilfspunkte aus der Wetterlage ("südwestlich Irland", "südwestlich der Hebriden" und "südwestlich Stockholm").

Man kann also mit der Konstruktion der Isobare 1000 hPa gut beginnen. Sie verläuft westlich der Station 22 (Südwind mit Druckwert 1001 hPa!) an den Hilfspunkt der Frontenmarkierung südwestlich von Stockholm und muß dann, aufgrund der Drehung des Strömungsfeldes an Fronten im zyklonalen Sinne, nach Westsüdwest über die Station 12 verlaufen und von dort knapp südlich der Station 4 weitergeführt werden. Dabei ist zu beachten, daß die Windrichtung stets eine geringe Strömungskomponente vom hohen zum tiefen Druck aufweist. Die Angabe des Hochkeils 1000 hPa südwestlich der Hebriden bewirkt eine Krümmung der Isobare im antizyklonalen Sinne, wobei die beschriebene Lage des Hochkeils mit Druckangabe stets die Achse des Hochkeils (aus dem Ursprungshoch heraus) mit maximaler antizyklonaler Krümmung der Isobare kennzeichnet. Die Windangaben der Stationen 13 und 14 fallen besonders auf, denn die Windstärke differiert bei gleicher Strömungsrichtung um 4 Windstärken. Dieses hat vor allem geographische Gründe. So unterliegt Station 13 ablandigen Windbedingungen mit höherem Reibungseinfluß auf die Luftströmung, während Station 14 auflandigen Wind verzeichnet und dazu noch 72 m über NN liegt!

Die Isobare 1005 hPa kann unter Berücksichtigung der Stationsangaben ohne Schwierigkeiten an die 1000 hPa-Isobare angeglichen werden. Das gleiche gilt auch für die Isobare 1010 hPa, die aus der Biskaya, unter Berücksichtigung des sich aus dem französischen Hoch bis Irland erstreckenden Hochkeiles südlich der Stationen 6 und 7, zum Hilfspunkt östlich von Berlin und dann nach Nordosten durch Station 23 geführt werden muß. Südlich davon ist die 1015 hPa-Isobare festzulegen, die noch nördlich von der Station 25 nahezu von West nach Ost verläuft. Der Tiefkern 988 hPa wird von den Isobaren 995 hPa und 990 hPa eingeschlossen. Gewisse Schwierigkeiten gibt es noch beim Verlauf der Isobare 995 hPa, die den Tiefkern 991 hPa beinhaltet. Zwar weist die Station 2 mit Druckwert 993 hPa Südostwind auf, doch ist die Stärke mit Bft 1 gering. Gleichzeitig hat die Station 1 nur Südwind Bft 1 und den Druckwert 993 hPa, so daß die Isobare 995 hPa auch noch den Tiefkern 992 hPa am Kartenrand einschließen muß, um nicht ein dem Windfeld unangemessenes Luftdruckgefälle zu erzeugen. Es wäre also nicht sinnvoll, mit der 995 hPa-Isobare beide Tiefkerne einzeln zu umrunden.

Die Isobare 1000 hPa nordwestlich der Britischen Inseln schließt den kleinen Tiefkern 998 hPa bei 60 Nord 19 West ein, muß dann nördlich von Station 24 zunächst nach Südosten verlaufen, um schließlich den Tiefkern 988 hPa zu umfassen. Dabei beschreibt sie nordwestlich der Färoer eine antizyklonale, südsüdwestlich von Island eine zyklonale und südöstlich von Station 24 nochmals eine antizyklonale Krümmung.

Die Bordwetterkarte ist damit fertig. Ohne die Vorhersagen für die einzelnen Seegebiete zu kennen, sehen wir sofort: über der gesamten Nord- und Ostsee herrschen südwestliche Winde. Entsprechend des Isobarenabstandes ist die Windstärke im Seegebiet Fischer, in der Deutschen Bucht sowie im Skagerrak am höchsten.

Die weitere Wetterentwicklung ist abhängig von der räumlichen Änderung der Tief- und Hochdruckgebiete sowie von deren Intensitätsänderungen.

In den Vorhersagen bis 12 Uhr und im weiteren Vergleich mit den Vorhersagen bis 24 Uhr werden für alle Seegebiete abnehmende Südwest- bis Westwinde prognostiziert. Daraus wird sofort ersichtlich, daß sich das Luftdruckgefälle zwischen dem Tief 991 hPa und dem Hoch über Frankreich abschwächt; dieses kann durch Verlagerung des Tiefkerns nach Norden, des Hochs nach Süden und/oder einer Abschwächung des Tiefs bzw. Hochs erreicht werden.

Tatsächlich aber soll sich sowohl das Hoch unter Abschwächung nach Südosten, als auch das Tief ohne wesentliche Intensitätsänderung nach Nordnordosten bewegen; dieses bedeutet zwar keine Richtungs-

änderung im Isobarenverlauf über Nord- und Ostsee, aber doch eine Verbreiterung des Isobarenabstandes und damit Windabnahme. Zwischen beiden Druckgebilden, also vornehmlich im Bereich Nordteil Deutsche Bucht und Kattegat, müssen in den darauffolgenden Stunden keine wesentlichen Luftdruckänderungen zu erwarten sein, was an Bord am Barographenschrieb kontrolliert oder an Hand der Stationsmeldungen in diesem Bereich im nachfolgenden Bericht verglichen werden kann. Die Gebiete der nördlichen Nordsee und des Skagerraks liegen dann im Bereich leichter Druckanstiegstendenzen, die Südteile der Nord- und Ostsee im Bereich leichter Druckfalltendenzen.

Dem aufmerksamen Hörer wird die prognostizierte Windzunahme in der südwestlichen Nordsee in den Aussichten zwischen 12 und 24 Uhr nicht entgangen sein. Sie zeigt an, daß sich das Tief 988 hPa westlich von Irland nähern und allmählich Einfluß auf die Windentwicklung über der Nordsee gewinnen wird.

Ein Blick auf die Wetterlage vom 04.08.1985, 18 UTC, zeigt (Abb. 20), daß das Tief südwestlich der Station 2 unter Abschwächung nach Norden gezogen, gleichzeitig auch das Hoch über Frankreich nach Südosten ausgewichen ist. Die Luftdruckunterschiede über Nord- und Ostsee haben sich damit verringert und die Windabnahme erfolgte. Das Tief westlich der Britischen Inseln ist zügig nach Osten vorangekommen, sein Vorderseitenwindfeld mit Südwinden hat bereits die südwestliche Nordsee erreicht und sein Kerndruck ist innerhalb von 24 Stunden um 6 hPa gefallen.

Sind weitere, über den 24-stündigen Vorhersagezeitraum hinausreichende Aussagen möglich?
Das gealterte Tief in der südlichen Norwegischen See wird sich voraussichtlich weiter auffüllen, da keine thermischen Gegensätze in seinem Bereich mehr vorhanden sind. Das kräftige Tief über den Britischen Inseln hat dagegen noch einen gut ausgeprägten Warmsektor an der Südostflanke; es hat also gute Entwicklungschancen und zieht gemäß seiner Warmsektorströmung zunächst nach Ostnordosten. Es kann erwartet werden, daß sein Frontensystem die südlichen Teile der Nordsee überqueren und auch die Ostseegebiete einschließlich der dänischen Gewässer erreichen wird. Dabei sind zunehmende und kurzzeitig rückdrehende, nach Frontendurchgang aber jeweils rechtdrehende Winde einzuplanen, während nördlich des Tiefkerns - also in der nördlichen Nordsee - nur mit rückdrehenden Winden zu rechnen ist.

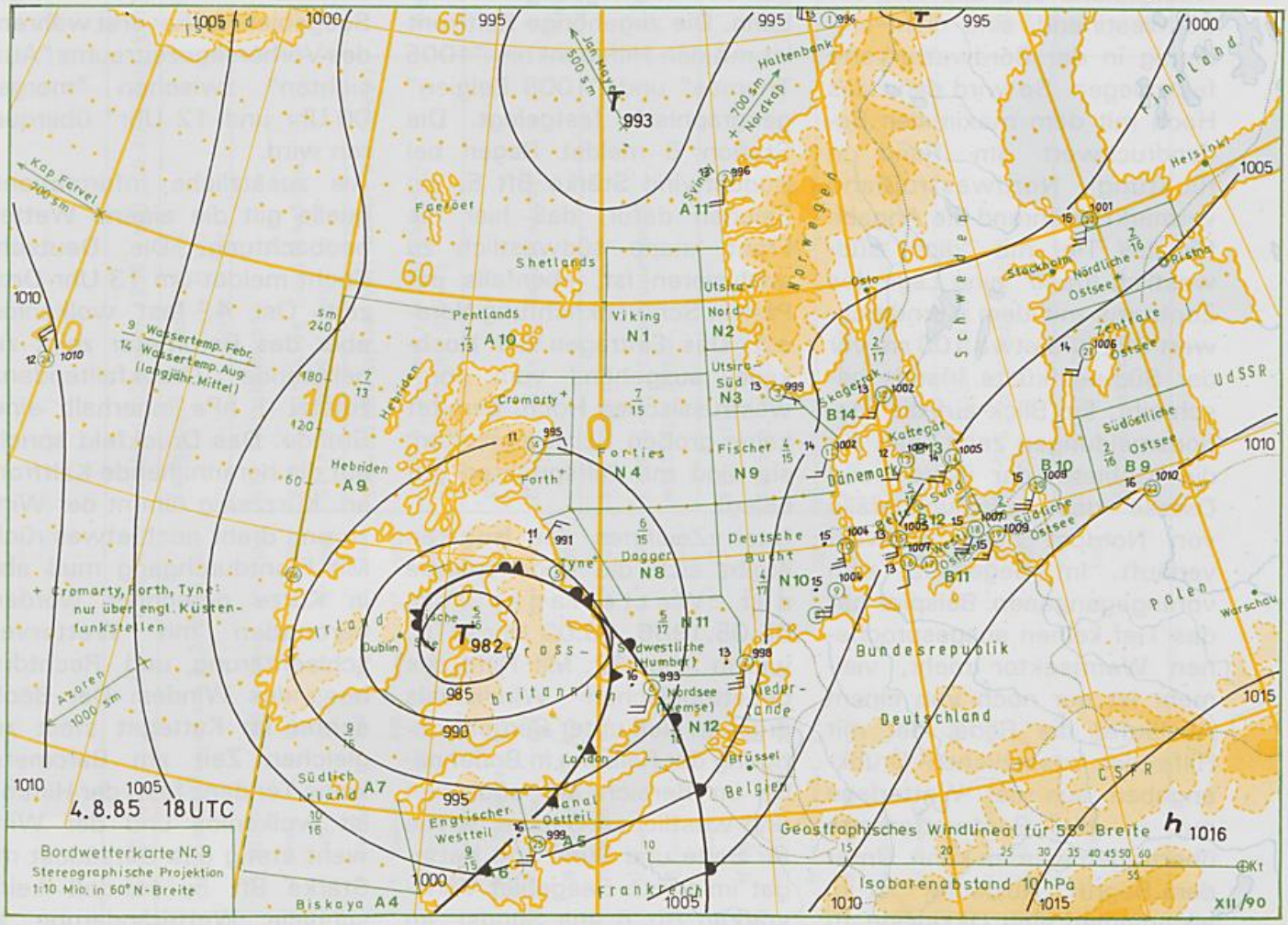


Abb. 20 Wetterlage vom 04.08.1985, 18 UTC

4.2 DEUTSCHLANDFUNK-SEEWETTERBERICHT VOM 05.05.1986

Das folgende Beispiel enthält in Abb. 21 den Deutschlandfunk-Seewetterbericht vom 05.05.1986, 12.40 Uhr GZ.
Wie in der ersten bearbeiteten Wetterlage werden zunächst die Stationsmeldungen eingetragen. Die beiden Hauptdruckzentren, das Hoch über Nordwestrußland und das Tief vor Südwestirland, sind nicht eindeutig in der Bordwetterkarte festzulegen. So wird dann das Hoch mit dem maximalen Bodendruckwert am Rand in Richtung Nordwestrußland vermerkt, während die Angabe für das Tief mit "dicht südwestlich Irland" eine Lage des Zentrums mit dem Kerndruckwert 992 hPa etwa 100 sm vor der Südwestküste Irlands beschreibt. Ein Blick auf die Stationsmeldungen zeigt, daß für die Gebiete der Nord- und Ostsee das Luftdruckgefälle von Nordost nach Südwest verläuft. Im Gegensatz zum vorangegangenen Beispiel hat das Tief keinen ausgesprochenen Warmsektor mehr, vielmehr ist nur noch von einem Ausläufer die Rede, der mit Hilfe der zusätzlichen Druckangaben aus der Wetterlage gut in die Bordwetterkarte übertragen werden kann. Unter dem Begriff "Ausläufer" ist im allgemeinen eine Okklusion zu verstehen, in deren Bereich die Vorderseitenkaltluft in Bodennähe von der Rückseitenkaltluft des Tiefs abgelöst wird, während die Warmluft bereits nicht mehr den Boden erreicht und nur noch in höheren Schichten der Troposphäre wirksam ist. Die Okklusion hat das Tief schon weitgehend umrundet, ein Zeichen dafür, daß das Tief gealtert ist und nur noch geringe Verlagerungstendenz hat, ganz im Gegensatz zum vorigen Beispiel. Häufig werden ortsfeste, alte Tiefdruckgebiete auch mit dem Begriff "umfangreich" in der Wetterlage beschrieben. Das Randtief von 997 hPa ist über Irland problemlos einzutragen, versehen mit einem Pfeil in Nordrichtung gemäß vorhergesagter Zugbahn. Die zugehörige Kaltfront ist mit den Hilfspunkten "1005 Themse" und "1008 Belgien" geographisch festgelegt. Die Station 6 meldet Regen bei Südostwind Stärke Bft 5, ein Zeichen dafür, daß hier die Front knapp südwestlich zu analysieren ist, ebenfalls mit Pfeil in Schwenkrichtung Nordost. Das Eintragen der Hochkeile, ausgehend vom nordwestrussischen Hoch, bereitet keine großen Schwierigkeiten; sie sind mit Hilfspunkten gut belegt.
Nach Zeichnen der Isobaren ergibt sich die Bodenanalyse der Wetterlage vom 05.05.1986, 06.00 Uhr UTC, wie in Abb. 22. Mit Hilfe des geostrophischen Windlineals ergeben sich unter Berücksichtigung der Reibung in Bodennähe im Bereich der südlichen und westlichen Ostsee, sowie für Belte und Sund und Kattegat im freien Seegebiet Windstärken Bft 6 aus Südost, im Mittel 1 Bft mehr als die meisten Stationen aus diesen Gebieten, die sich an Land oder in Landnähe befinden, melden. In fast allen Nordseegebieten ist der Luftdruckgradient kleiner als über der Ostsee, mit Hilfe des geostrophischen Windlineals ergeben sich Winde aus Ost bis Südost mit Stärken um Bft 4. Das Randtief über Irland soll nach Norden ziehen, seine Kaltfront nordostwärts schwenken. Damit ist für alle Nordseegebiete mit einem Rechtdrehen des Windes zu rechnen. Die Aussichten geben daher für die betreffenden Seegebiete "Südost bis Süd" oder "südlich" an; die "Gewitterböen" sind an die Kaltfrontpassage gekoppelt. So ist zu erkennen, daß diese Front das Seegebiet Fischer erst während des Vorhersagezeitraums "Aussichten" zwischen "morgen 00 Uhr und 12 Uhr" überqueren wird.
Als zusätzliche Informationsquelle gilt die eigene Wetterbeobachtung. Die Deutsche Bucht meldet um 13 Uhr Ortszeit: Ost 4, fast wolkenlos, aber das Barometer zeigt zunehmende Druckfalltendenz, zuletzt 1 hPa innerhalb einer Stunde. Das Druckfeld spricht auf die herannahende Kaltfront an. Kurzzeitig nimmt der Wind zu und dreht noch etwas rück. Mit Frontdurchgang muß also in Kürze gerechnet werden, verbunden mit Wetterverschlechterung und Rechtdrehung des Windes. Der Beobachter im Kattegat stellt zur gleichen Zeit am Barometer keine Tendenz fest, der Himmel ist wolkenlos und der Wind weht stetig aus Ostsüdost mit Stärke Bft 5, so daß keine schnelle Wetteränderung zu erwarten ist.

DLF-Sendung vom 05.05.1986..... 12.40 (1269 kHz), 01.05 (1539 und 1269 kHz), 06.40 (1269 kHz) Uhr GZ

Wetterlage vom 5.5.86, 08 Uhr

Hoch 1034 Nordwestrußland festliegend, langsam abschwächend. Keil 1026 Baltikum, 1020 Südwestschweden, 1010 Dogger wenig ändernd. Weiterer Keil 1015 Südpolen, 1010 Österreich wenig ändernd, etwas abschwächend. Umfangreiches Tief dicht südwestlich Irland, festliegend, etwas abschwächend. Ausläufer 1005 nordwestlich der Hebriden, 1015 knapp südlich Svinöy wenig nordschwenkend. Randtief 997 Irland nordziehend. Kaltfront 998 Irische See, 1005 Themse, 1008 Belgien, 1010 Löwengolf nordostschwenkend.

Stationsmeldungen vom 5.5.86, 11 Uhr

1 Sklinna	NNE 3	Nebel	4°	1018
2 Svinöy	ENE 3	Regen	6°	1016
3 Lista	SE 5		15°	1014
4 Aberdeen	ESE 2	Regen	9°	1010
5 Tynemouth	SSE 3	Regen	8°	1008
6 Hemsby	ESE 5	Regen	9°	1006
7 Den Helder	ENE 3	diesig	12°	1008
8 FS Borkumriff	E 4	Nebel	7°	1009
9 Helgoland	E 4		12°	1010
10 List auf Sylt	E 4		16°	1011
11 Ihyboron	E 5		14°	1013
12 Skagen	ESE 4		11°	1018
13 Fornaes	ESE 4		13°	1016
14 Kullen	ESE 5		18°	1018
15 Kegnaes	E 5		12°	1013
16 Kiel-Holtenau	ENE 2		14°	1012
17 Puttgarden-Aut.	E 4		11°	1013
18 FS Mön	E 5		6°	1016
19 Arkona	E 4		9°	1017
20 Bornholm	ESE 5		7°	1021
21 Visby	SSE 4		18°	1024
22 Mariehamn	S 2		12°	1025
23 Hel	E 3		14°	1023
24 Ozeanwetterschiff L N 8			5°	1009
25 Cherbourg	SSW 4		10°	1005

Vorhersagen bis heute 24 Uhr / heute 12 Uhr / heute 18 Uhr	Aussichten bis morgen 12 Uhr / heute 24 Uhr / morgen 06 Uhr
N10, Deutsche Bucht E 4-5, einzelne Gewitterböen diesig, Nebelfelder	SE-S 4-5, Gewitterböen
Südwestliche Nordsee (N11 Humber, N12 Themse) E-SE 5, etwas rechtdrehend, Gewitterböen, diesig	südliche Winde 4-5
N9, Fischer E-SE 5, diesig, Nebelfelder	E 6, später S 4-5, Gewitterböen
B14, Skagerrak E-NE 4-5, etwas zunehmend, mittlere Sicht	E-NE 6
B13, Kattegat SE 5-6, mittlere Sicht	E-SE 6
B12, Belte und Sund SE 5-6, mittlere Sicht	E-SE 6
B11, Westliche Ostsee: SE 5-6, mittlere Sicht	auf SE-S drehende Winde 4-5, Gewitterböen
B10, Südliche Ostsee SE 5-6, mittlere Sicht	E 6, wenig rechtdrehend, etwas abnehmend

Abb. 21 Deutschlandfunk-Seewetterbericht vom 05.05.1986

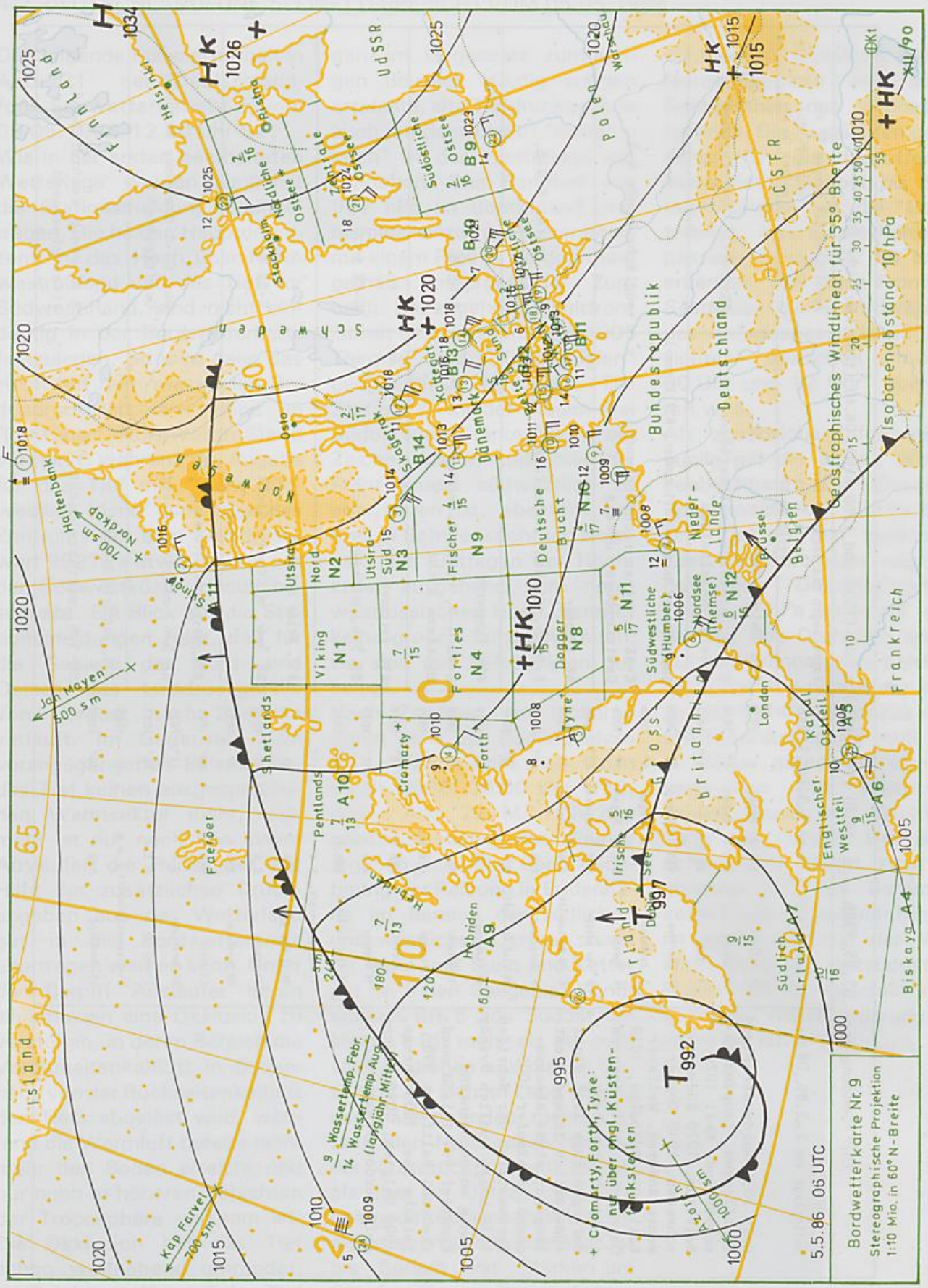


Abb. 22 Wetterlage vom 05.05.1986, 06 UTC

Abb. 23 zeigt die Wetterlage vom 06.05.1986, 06 UTC, also im Zeitraum der "Aussichten". Das Tief bei Irland hat sich wenig nordwestwärts bewegt, das Randtief ist schnell nach Norden gezogen. Seine Kaltfront hat die westliche Ostsee erreicht. Die nachfließende Kaltluft hat in Bodennähe vorübergehend ein kleinräumiges Gebiet relativ hohen Luftdruckes über der Deutschen Bucht erzeugt; daher stellte sich kurzzeitig östlich vom Hochzentrum ein schwacher Nordwind ein, der nicht in den "Aussichten" vorhergesagt wurde. Die Stationen an der westlichen Ostsee liegen noch in Frontnähe mit relativ hoher Luftfeuchte und haben daher diesiges Wetter sowie Windstille.

Ist bei dieser Wetterlage ein weiterer "Ausblick" möglich?

Das Tief westlich Irlands bewegt sich nur wenig, es wird also seine steuernde Funktion behalten. Gleichzeitig bleibt auch das Hoch über Nordwestrußland ortsfest, so daß die "Südlage" mit Winden aus dem Südquadranten andauert. Bei sich aber langsam abschwächenden Luftdruckgegensätzen werden sich die mittleren Windstärken in Nord- und Ostsee noch reduzieren; mittelfristig lassen die sich abschwächenden Luftdruckzentren dennoch eine allmähliche Umstellung der herrschenden Zirkulationsverhältnisse erwarten.

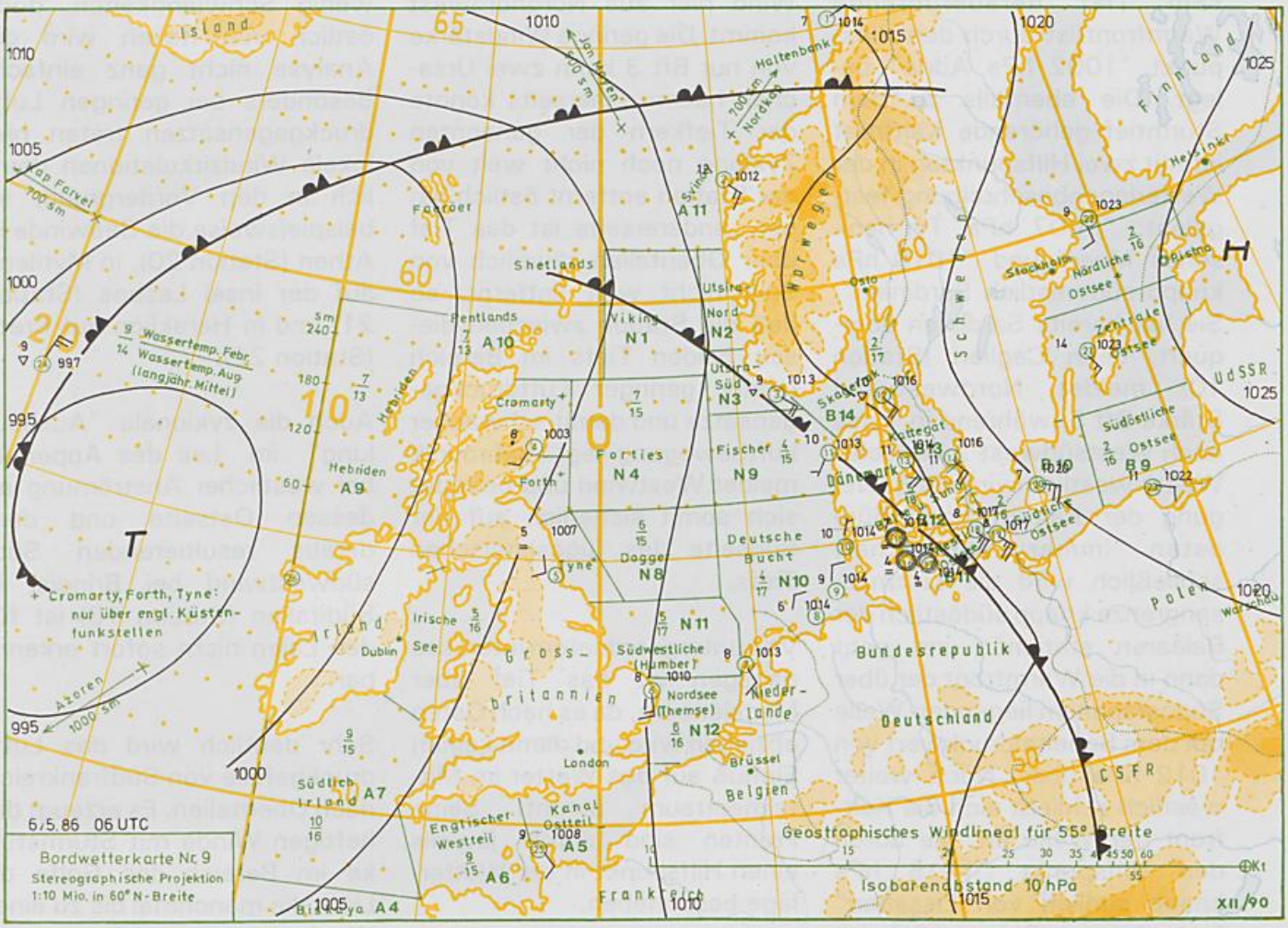


Abb. 23 Wetterlage vom 06.05.1986, 06 UTC

4.3 DEUTSCHE WELLE-SEEWETTERBERICHT VOM 28.08.1989

Im letzten Beispiel handelt es sich um den Mittelmeer-Seewetterbericht der Deutschen Welle in Köln vom 28.08.1989 (Abb. 24 und 25).

Die Wetterlage ist im wesentlichen durch Tiefdrucktätigkeit geprägt. Das "Sturmtief 998 hPa Oberitalien" ist mit Hilfe der Stationsmeldungen aus diesem Raum gut zu lokalisieren: so meldet Genova (Station 6) Nordnordost 5, während in Grosseto (Station 7) Westnordwest 5 herrscht. Die aus diesem Tief herausführende Warmfront ist durch den Hilfspunkt "1002 hPa Adria" belegt. Die ebenfalls zu dem Sturmtief gehörende Kaltfront ist mit zwei Hilfspunkten in der Wetterlagenbeschreibung festgelegt: "1007 hPa Tyrrhenisches Meer" und "1010 hPa knapp südwestlich Sardinien". Sie hat bereits Sardinien überquert, denn Cagliari (Station 10) meldet Nordwestwind Stärke Bft 5, während in Tunis noch Westsüdwest 2 herrscht. Weiter westlich wird die Bewegung der Kaltluft nach Südosten immer schwächer, schließlich wird die Luftmassengrenze knapp südöstlich der Balearen stationär und geht dann in die Warmfront der über Südostspanien liegenden Welle mit dem Scheiteldruckwert von 1012 hPa über. Noch weiter westlich schließt sich die Kaltfront der Welle an, die durch den Hilfspunkt "1015 hPa knapp südlich von Lissabon" festgelegt ist. Beim großräumigen Betrachten der Winde an den Stationen des westlichen Mittelmeeres ist deutlich der Verlauf der Luftmassengrenze zu erkennen: So melden alle nördlich von etwa 39°Nord Winde aus dem Nordquadranten, während sie südlich davon aus vorherrschend südwestlichen Richtungen kommen, mit durchweg höheren Temperaturen.

Etwas schwieriger ist das "kleinräumige Tief 999 hPa Jugoslawien" zu analysieren. Es kann aber nur östlich von Split (Station 17) liegen, da der Wind hier aus Nordnordwest kommt. Die geringe Windstärke von nur Bft 3 kann zwei Ursachen haben: Einerseits könnte der Tiefkern der genannten Zyklone noch nicht weit von der Station entfernt östlich liegen, andererseits ist das Tief über Oberitalien räumlich von Split nicht weit entfernt, so daß die Station zwischen diesen beiden Tiefs im Bereich relativ geringer Luftdruckgegensätze und damit schwacher Luftbewegung liegt. Dubrovnik meldet Westwind und befindet sich somit sicherlich auf der Südseite des jugoslawischen Tiefs.

Von untergeordnetem Interesse dagegen ist das Tief über Mecklenburg, da es nach Osten abziehen wird und damit keinen Einfluß auf das Wetter im Mittelmeerraum nimmt. Seine Fronten sind durch jeweils einen Hilfspunkt in der Wetterlage beschrieben.

Das Hoch von 1027 hPa südlich Irlands verlagert sich mit seinem zur Schweiz gerichteten Keil nur langsam südsüdostwärts und schwächt sich dabei allmählich ab.

Vervollständigt wird die Wetterkarte schließlich mit der Aufnahme des in der Wetterlage beschriebenen Tiefs von 1004 hPa über Kleinasien.

Das Zeichnen der Isobaren nach Eintragung der Stationsmeldungen und der Druckzentren sowie Fronten bereitet im Westteil des Mittelmeeres nur wenig Schwierigkeiten, doch östlich von Italien wird die Analyse nicht ganz einfach. Besonders bei geringen Luftdruckgegensätzen treten hier lokale Windzirkulationen deutlich in den Vordergrund, so beispielsweise die Seewinde in Athen (Station 20), in Mytilene auf der Insel Lesbos (Station 21) und in Heraklion auf Kreta (Station 22).

Auch die zyklonale "Ausbeulung" im Lee des Appennin bei westlicher Anströmung an dessen Ostseite und dem daraus resultierenden Südsüdwestwind bei Brindisi in Süditalien (Station 13) ist für den Laien nicht sofort erkennbar.

Sehr deutlich wird das Luftdruckgefälle von Südfrankreich nach Oberitalien. Es erzeugt die heftigen Winde mit Sturmstärke im Bereich des Golfe du Lion, die manchmal bis zu einer Woche anhalten können und als Mistral in dieser Region bekannt und gefürchtet sind.

Es erhebt sich jetzt die Frage, wie lange der Mistral andauern wird.

Ein Blick auf die Wetterlage deutet die Änderung der Zirkulationsverhältnisse an. Während das Sturmtief nach der Vorhersage in östlicher Richtung abziehen soll, wird sich das Hochdruckgebiet südlich von Irland nur wenig südsüdostwärts verlagern. Es kann also erwartet werden, daß sich bei einem schnelleren Abzug des Tiefs und nur allmählicher Annäherung des Hochdruckgebietes die Luftdruckunterschiede und damit der Mistral im Bereich der südfranzösischen Küste langsam abschwächen werden.

Während die Bereiche der Nordadria nördlich des von Oberitalien ostwärts ziehenden Tiefs verbleiben und somit rückdrehende Winde erfahren, muß im südlichen Teil sowie im Ionischen Meer mit Kaltfrontpassage und rechtdrehendem Wind gerechnet werden. Gleichzeitig wird mit Zufuhr kälterer Luftmassen über dem warmen Oberflächenwasser erhöhte Labilität mit Schauern und Gewittern und die damit verbundene starke Böigkeit des Windes zu erwarten sein.

Deutsche Welle Köln – Seewetterbericht vom 28.08.1989 montags bis freitags 17.50 UTC, sonnabends 17.35 UTC (6075 und 9545 KHz)
Im Rahmen des Reisejournals sonn- und feiertags 17.10 UTC

Wetterlage von heute 09.00 UTC

Sturmtief 998 Oberitalien E-ziehend, morgen mittag Jugoslawien. Warmfront 1004 Adria wenig NE-schwenkend. Kaltfront 1007 Tyrrhenisches Meer, 1010 knapp südwestlich Sardinien, südostschwenkend. Welle 1012 Südostspanien festliegend. Kaltfront 1015 knapp südlich Lissabon SSE-schwenkend. Kleinräumiges Tief 999 Jugoslawien langsam ENE-ziehend. Warmfront 1003 Ostungarn wenig NW-schwenkend. Tief 998 Mecklenburg E-ziehend. Kaltfront 1003 Ostpolen ENE-schwenkend. Warmfront 1007 Südwestliche UDSSR NNE-schwenkend. Hoch 1027 südlich Irland mit Keil 1010 Schweiz, 1005 CSSR wenig SSE-verlagernd. Tief 1004 Kleinasien festliegend.

Stationen mit "*" sowie Stationskreise in der Karte ohne Nummer werden vom ORF gemeldet.

Staionsmeldungen vom 28.08., 12.00 UTC

1	Brest*	Nordost 3, -, 19, 1025
	Bordeaux	Nordnordost 2, -, 21, 1021
	Biarritz	Nordnordost 4, -, 21, 1018
2	La Coruna*	Nordnordost 4, -, 21, 1018
	Lissabon	Nord 2, =, 23, 1016
3	Gibraltar*	Westsüdwest 4, -, 34, 1014
	Almeria	Südwest 2, -, 33, 1015

Stationsmeldungen vom 28.08., 12.00 UTC

4	Palma de Mallorca*	Nordost 4, -, 27, 1014
	Barcelona	Nord 6, -, 25, 1015
5	Marseille*	Nordwest 8, -, 23, 1012
	Oran	Südwest 1, -, 34, 1016
6	Genova*	Nordnordost 5, -, 27, 1001
	Algier	Südwest 2, -, 36, 1015
	Tunis	Westsüdwest 2, -, 33, 1011
7	Grosseto	Westnordwest 5, -, 26, 1002
8	Ajaccio*	West 5, -, 25, 1005
9	Ponza*	Westnordwest 5, -, 25, 1005
10	Cagliari*	Nordwest 5, -, 27, 1009
11	Messina*	Westnordwest 3, -, 30, 1007
12	Malta*	Westsüdwest 6, -, 29, 1010
13	Brindisi*	Südsüdwest 5, =, 31, 1004
14	Ancona*	Stille, =, 18, 1000
15	Venezia	Nordost 6, -, 26, 1002
	Triest	---
16	Pula*	Nordost 5, [illegible],15, 1001
17	Split*	Nordnordwest 3, -, 26, 1000
	Dubrovnik	West 2, -, 25, 1003
18	Ulcinj*	Süd 2, -, 28, 1005
	Korfu	Süd 2, -, 30, 1006
19	Kithira	West 4, -, 26, 1008
20	Athen	Südsüdwest 4, -, 29, 1006
21	Mytilene (Lesbos)	Süd 3, -, 29, 1005
22	Heraklion	Nordnordwest 3, -, 27, 1007
23	Rhodos	West 4, =, 28, 1006

Vorhersagen bis morgen mittag

Golfe du Lion
Nordwest 8, morgen abnehmend 5 bis 6, gute Sicht

Balearen
Nord 5 bis 6, abnehmend 3, rechtdrehend, gute Sicht

Ligurisches Meer
West 7 bis 8, rechtdrehend, morgen abnehmend, gute Sicht

Westlich Korsika/Sardinien
Nordwest 7, morgen abnehmend 5 bis 6, gute Sicht

Tyrrhenisches Meer
West 5 bis 6, rechtdrehend, Schauerböen, sonst gute Sicht

Adria
Nordost 6, rückdrehend, morgen West 4, mittlere Sicht

Ionisches Meer
Südwest 4 bis 5, zunehmend 6 bis 7, rechtdrehend, Gewitterböen

Ägäis
Süd bis Südwest 4, zunehmend 6, mittlere Sicht

Biskaya
Nordost 4 bis 5, morgen schwachwindig, gute Sicht

SEEWETTERBERICHT DES ORF
26. März – Oktober (1989)
1.) Im Rahmen des Reise- u. Urlauberservice, der um 05.30 UTC beginnt, um 05.45 UTC auf 6155,13730,21490 und 51410 kHz
2.) Im Rahmen des Reise u. Urlauberservice, der um 10.05 UTC beginnt, um 10.15 UTC auf 6155 u. 13730 kHz
3.) Sonntags nicht um 10.15, nur um 05.45 UTC

Abb. 24 Deutsche Welle-Seewetterbericht vom 28.08.1989

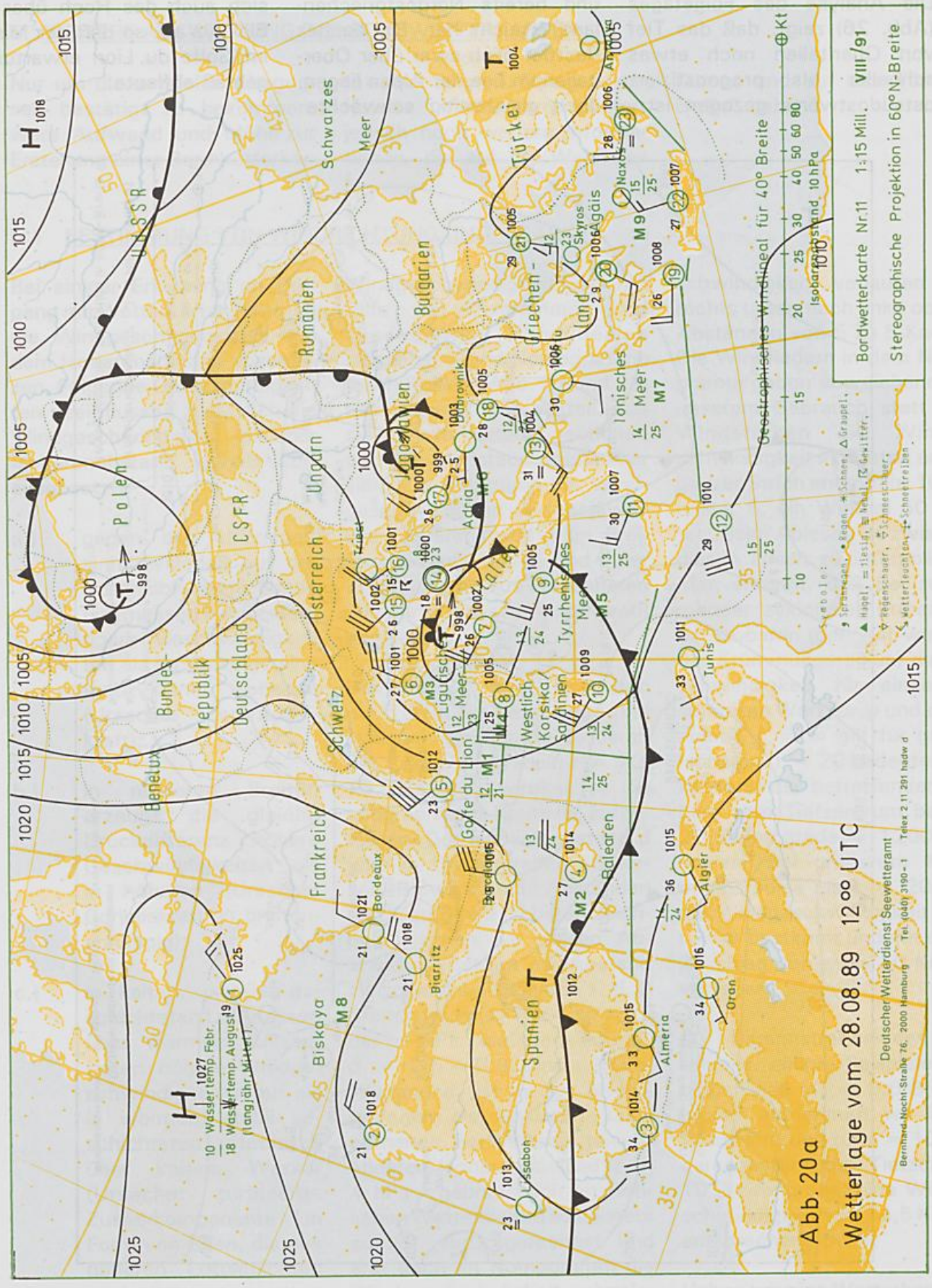


Abb. 25 Wetterlage vom 28.08.1989, 12 UTC

Die Analyse des Folgetages (Abb. 26) zeigt, daß das Tief von Oberitalien noch etwas schneller als prognostiziert ostsüdostwärts gezogen ist und bereits Nordostgriechenland erreicht hat. Ein flaches Resttief blieb zwar über Oberitalien im Lee der Alpen liegen, doch gleichzeitig schwächte sich auch das Hoch über der Biskaya ab, so daß der Mistral im Golfe du Lion erwartungsgemäß abflaute.

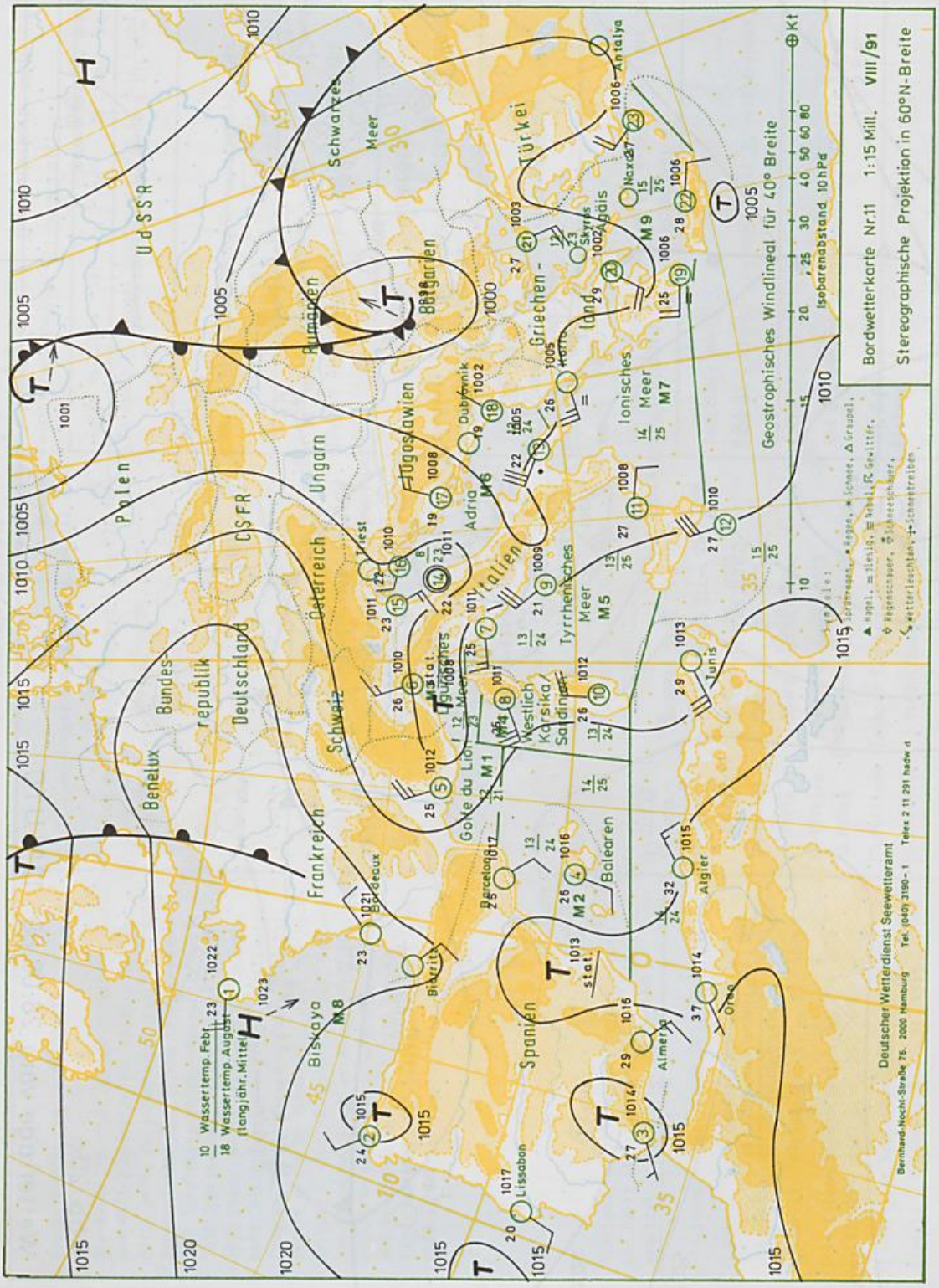


Abb. 26 Wetterlage vom 29.08.1989, 12 UTC

5. WEITERE AUSWERTUNG DER BORDWETTERKARTEN

Nur um die amtlichen Prognosen bestätigt zu bekommen, wäre Aufwand und Mühe zur Erstellung einer Bordwetterkarte sicher zu groß. Eine gut analysierte Wetterkarte liefert jedoch noch weitere Informationen, die auf die Wahl des Kurses und auf das Törn-Ziel Einfluß haben.

5.1 BESTIMMUNG VON WINDRICHTUNG UND -STÄRKE

Bei einiger Erfahrung im Umgang mit Wetterkarten läßt sich die Windgeschwindigkeit aus dem Isobarenabstand abschätzen. Folgende Gesetzmäßigkeiten beeinflussen zusätzlich die Windgeschwindigkeit (gleicher Isobarenabstand jeweils vorausgesetzt):

a.) gegen den Uhrzeigersinn (zyklonal) auf der Nordhalbkugel fließende Luftmassen haben niedrigere Geschwindigkeiten als im Uhrzeigersinn (antizyklonal) fließende (Ursache: Zentrifugalkraft);

b.) in niederen Breiten erzeugt die gleiche Druckdifferenz höhere Geschwindigkeiten als in höheren (Ursache: Corioliskraft ist breitenabhängig);

c.) in kalten, instabil geschichteten Luftmassen über warmem Wasser treten höhere Windgeschwindigkeiten auf als in warmen, stabil geschichteten Luftmassen über kaltem Wasser (Ursache: turbulente Zusatzkomponente in Form von Böen, die aus höheren Luftschichten nach unten transportiert werden).

Eine genauere Bestimmung der Windgeschwindigkeit ist mit Hilfe von Diagrammen und sogenannten Windlinealen möglich. Wind-Nomogramme (nach Rudloff, Abb. 27 und 28) haben den großen Vorteil, daß sie für alle Kartenprojektionen und alle Maßstäbe anwendbar sind. Zur Ermittlung der Windgeschwindigkeit wird der jeweilige Isobarenabstand (in Breitenkreiseinheiten!) und der Krümmungsradius der Isobaren aus der Bordwetterkarte (grob) abgelesen.

Die Abb. 27 und 28 enthalten nur Tafeln für geradlinige und zyklonal gekrümmte Isobaren der Krümmungsradien r = 20, 10, 5, 3, 1; vertikal ist die geographische Breite (φ) aufgetragen. Der Isobarenabstand d wird in Breitengraden abgelesen. Da wir stets in Abständen von 5 zu 5 hPa Isobaren zeichnen, nennen wir diesen Abstand d_5. Beträgt der Abstand zwischen zwei Isobaren z. B. 3 Breitengrade ($d_5 = 3$), so wäre der 1 hPa Isobarenabstand $d_1 = d_5/5 = 0.6$. Dieser 1 hPa-Abstand d_1 ist in den Nomogrammen als senkrechte Linie enthalten. Bei Wetterkarten mit anderem Isobarenabstand (z. B. 4 hPa - gebräuchlich im Britischen Wetterdienst) sollte stets auf d zurückgerechnet und erst dann im Nomogramm die Windgeschwindigkeit abgelesen werden.

Die Linien konstanter Windgeschwindigkeit verlaufen von rechts unten nach links oben in Abständen von 5 zu 5 Knoten. Die Windfiedern in dem Nomogramm geben abweichend von unserem Gebrauch statt Bft--Windstärken die Windgeschwindigkeit in Knoten an. Ein ganzer Strich entspricht 10, ein halber 5, ein Wimpel 50 Knoten. Beim Ablesen ist zwischen diesen Linien zu interpolieren. Man erkennt, daß bei zunehmender zyklonaler Krümmung der Isobaren (geringer werdender Krümmungsradius) die Geschwindigkeit für einen bestimmten Wert für φ und d_1 abnimmt. $r = \infty$ gilt für gerade Isobaren. r = 20 bedeutet: der Abstand der betreffenden Isobare zum Tiefzentrum beträgt 20 Breitengrade = 1200 Seemeilen. Bei größerem Krümmungsradius als r = 20 wird die Windgeschwindigkeit nach $r = \infty$ bestimmt und mit einem Zuschlag von etwa 10 Knoten versehen.

Zur Demonstration des Verfahrens einige Beispiele: Für obigen Fall ($d_1 = 0.6$ Breitengrade) entnehmen wir in 50 Grad Nord und für r = 10 (Isobarenabstand zum Tiefzentrum 10 Breitengrade) eine Windgeschwindigkeit von 14,5 Knoten entsprechend Bft 4.

Haben wir eine Wetterkarte mit Isobarenabständen von 4 zu 4 hPa, so ist bei dem gleichen Abstand $d_4 = 3$ Breitengrade:

$d = d_4 / 4 = .0,75$. Entsprechend ergibt sich ($\varphi = 50$, $r = 10$) eine Windgeschwindigkeit 12 Knoten = Bft 4. In einem Fall sehr enger Isobarenabstände messen wir die Distanz zwischen 10 hPa Druckunterschied und erhalten $d_{10} = 2$ Breitengrade, entsprechend $d_1 = 0.2$. Bei $r = 20$ und $\varphi = 40$ Grad Nord resultiert als Windgeschwindigkeit 44 Knoten = Bft 9.

In kalter Luft, die über warmes Wasser strömt, muß die so ermittelte Windgeschwindigkeit um 10 bis 20 % erhöht werden. Entsprechend ist die Nomogramm-Windgeschwindigkeit bei sehr gleichmäßiger Luftströmung (warme Luft über kaltem Wasser) um 5 bis 15 % zu reduzieren.

Auf den Seiten 38 und 39 sind die Nomogramme von Rudloff zur Abschätzung der Windgeschwindigkeit auf See. Abb. 27 auf Seite 38 gilt für die Radien $r = \infty$, $r = 20$ und $r = 10$. Abb. 28 auf Seite 39 dagegen gilt für die Radien $r = 5$, $r = 3$ und $r = 1$.

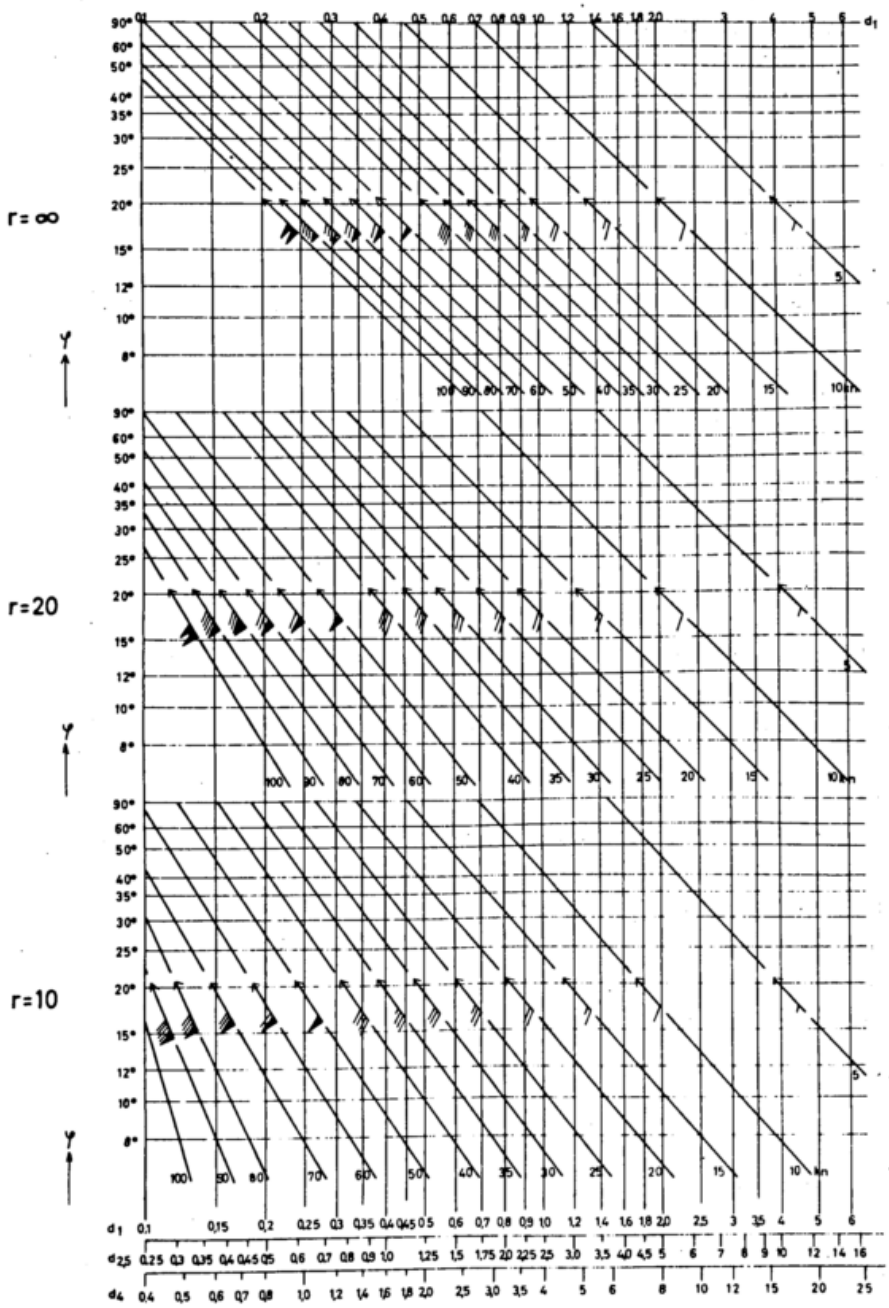


Abb. 27 Dr. Rudloff's Nomogramm zur Abschätzung der Windgeschwindigkeit auf See nach einer Bordwetterkarte ($r = \infty$, $r = 20$ und $r = 10$)

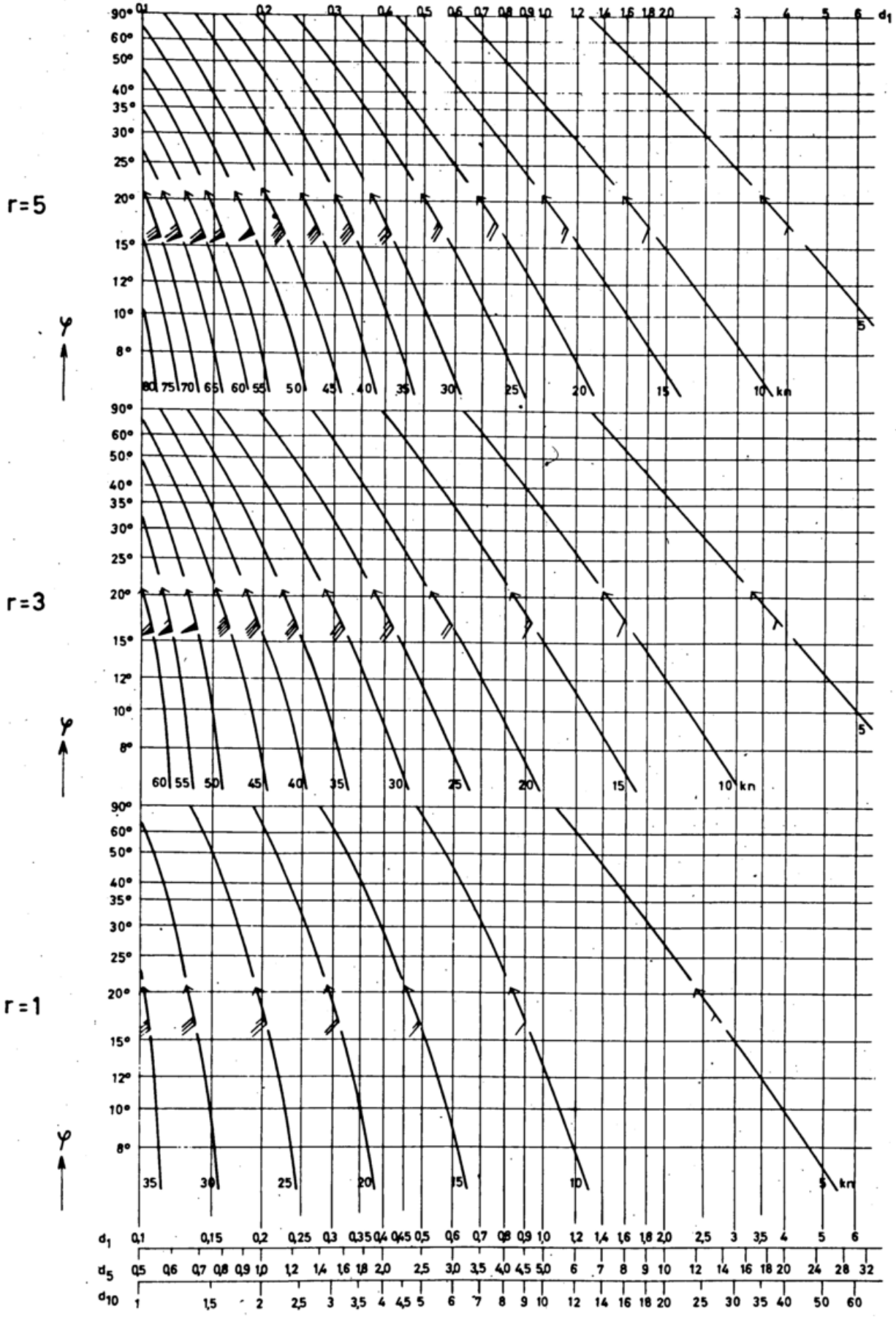


Abb. 28 Dr. Rudloff's Nomogramm zur Abschätzung der Windgeschwindigkeit auf See nach einer Bordwetterkarte
(r = 5, r = 3 und r = 1)

In der meteorologischen Praxis wird anstelle der Nomogramme häufig das sogenannte geostrophische Windlineal verwendet (Abb. 29). Das geostrophische Windlineal hat den Nachteil, daß es nur bei Isobarenabständen von 5 hPa, einem Kartenmaßstab von 1 : 12,5 Millionen und einer bestimmten Kartenprojektion verwendet werden kann. Vor allem wird der Einfluß der Isobarenkrümmung nicht berücksichtigt, so daß diese Windgeschwindigkeit nur für geradlinige Isobaren richtig ist. Als Vorteil ist dagegen anzusehen, daß Umrechnungen der aus der Wetterkarte entnommenen Isobarenabstände nicht erforderlich sind, d. h. die Windgeschwindigkeit kann in der entsprechenden geographischen Breite direkt von der Schablone abgelesen werden.

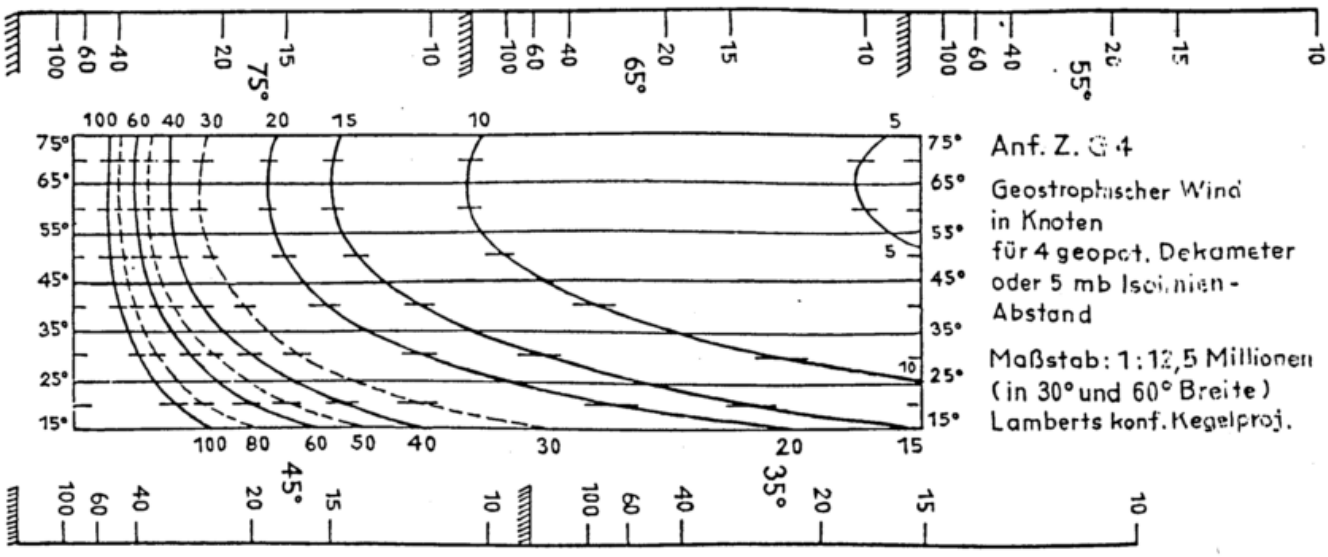


Abb. 29 Windlineal zur Ermittlung des geostrophischen Windes

Bei der Ermittlung der Windrichtung erinnern wir uns, daß eine gewisse Komponente des Windes über die Isobaren hinweg vom hohen zum tiefen Druck weht. Bei mittleren Windgeschwindigkeiten ist über See ein Winkel von etwa 10 Grad zwischen Wind- und Isobarenrichtung realistisch, bei schwachen Winden kann dieser Winkel zwischen 30 und 45 Grad liegen. Im Bereich steiler und stark gegliederter Küsten besteht kein eindeutiger Zusammenhang zwischen Isobaren und Windrichtung.

5.2 ABSCHÄTZUNGEN ZUR HÖHE DER WINDSEE

Die winderzeugten Schwerewellen der Wasseroberfläche werden durch eine Reihe meßbarer Größen gekennzeichnet (Erläuterungen hierzu z. B. in A. Watts: Wind and Sailing Boats). Hier soll kurz auf die Möglichkeit, aus der Windgeschwindigkeit die ungefähre Wellenhöhe (Abstand zwischen Wellenberg und -tal) zu ermitteln, eingegangen werden. In der Abb. 30 sind mittlere Wellenhöhen und Bft-Windstärken einander zugeordnet. Diese Wellenhöhen gelten für offene Seegebiete. In der westlichen Ostsee z. B., in Landnähe, bei ablandigem Wind sind die Wellenhöhen niedriger, die Wellenperioden kürzer und die Neigung ist steiler.
Neben der Windstärke wird die Ausbildung der Windsee wesentlich beeinflußt von

a.) der Dauer der Windeinwirkung, Windwirkdauer genannt (eine einzelne Bordwetterkarte gibt daher nur beschränkt Auskunft über die Wellenhöhe),

b.) der Länge des Windweges über dem Wasser, Fetch genannt,

c.) den Eigenschaften der Luftmasse (kalt, warm, böig, laminar usw.)

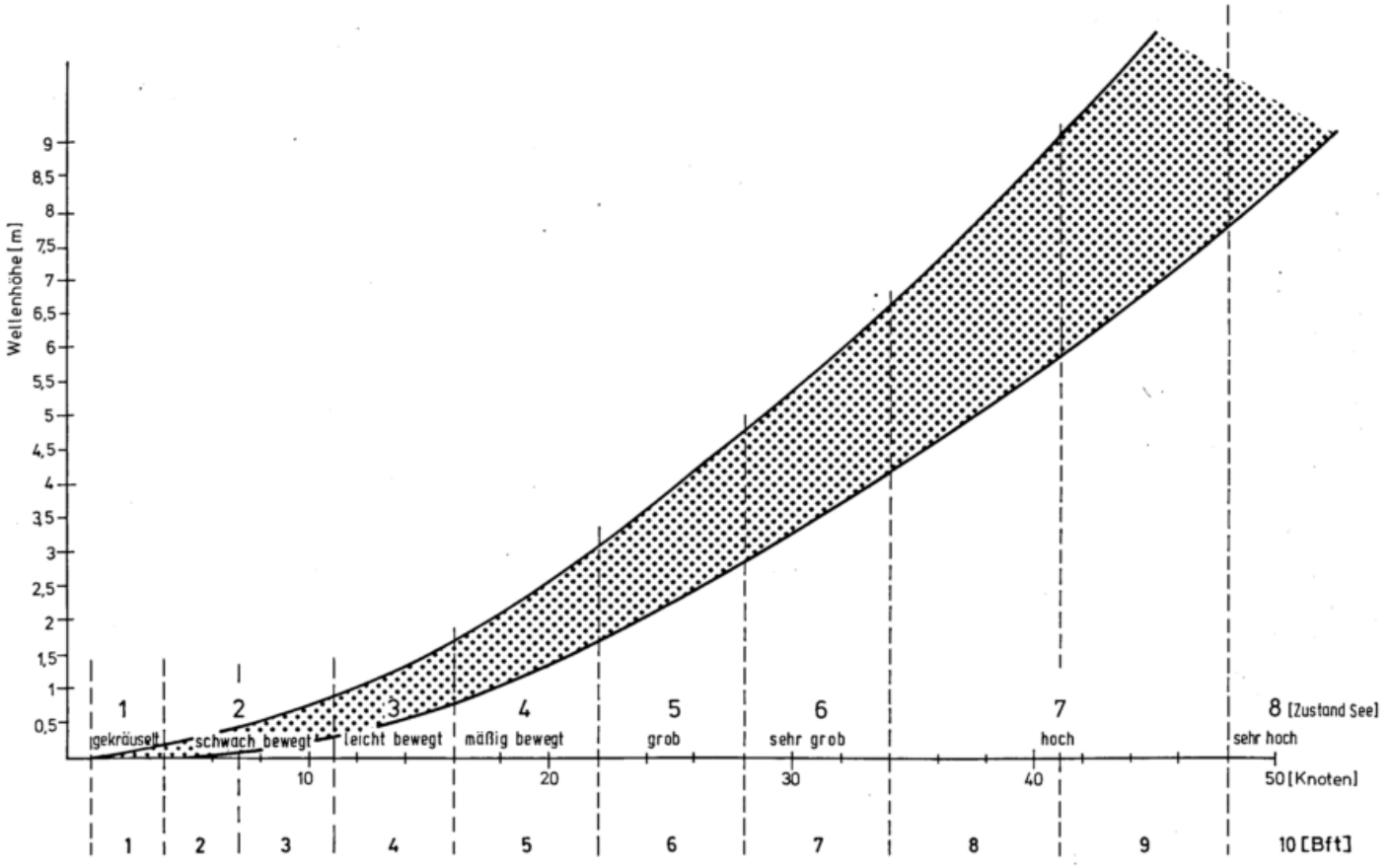


Abb. 30 Abschätzung der Seegangshöhen in Abhängigkeit der Windstärke bei jeweils voll entwickelter See

Die beiden Kurven legen untere und obere Grenzen der möglichen Seegangshöhen fest. Die starke Zunahme der schraffierten Fläche mit steigenden Windgeschwindigkeiten zeigt, daß der unterschiedliche Einfluß der genannten meteorologischen Bedingungen zu einer erheblichen Streuung der Seegangshöhen bei den höheren Windstärken führt. Bezüglich des Windweges stellen die angegebenen Seegangshöhen eine bereits ausgereifte Windsee dar.

Die Abhängigkeit des Seegangs von der Länge des Windweges ("Fetch"), d. h. in kleineren Seegebieten der Einfluß des Abstandes vom Land, ist in Abb. 31 für verschiedene Windstärken dargestellt. Charakteristisch für alle Windgeschwindigkeiten ist die extreme Zunahme der Wellenhöhen in den ersten 20 bis 40 Meilen Abstand vom Land. Gerade bei hohen Windstärken spielt daher der "Landschutz" eine große Rolle.

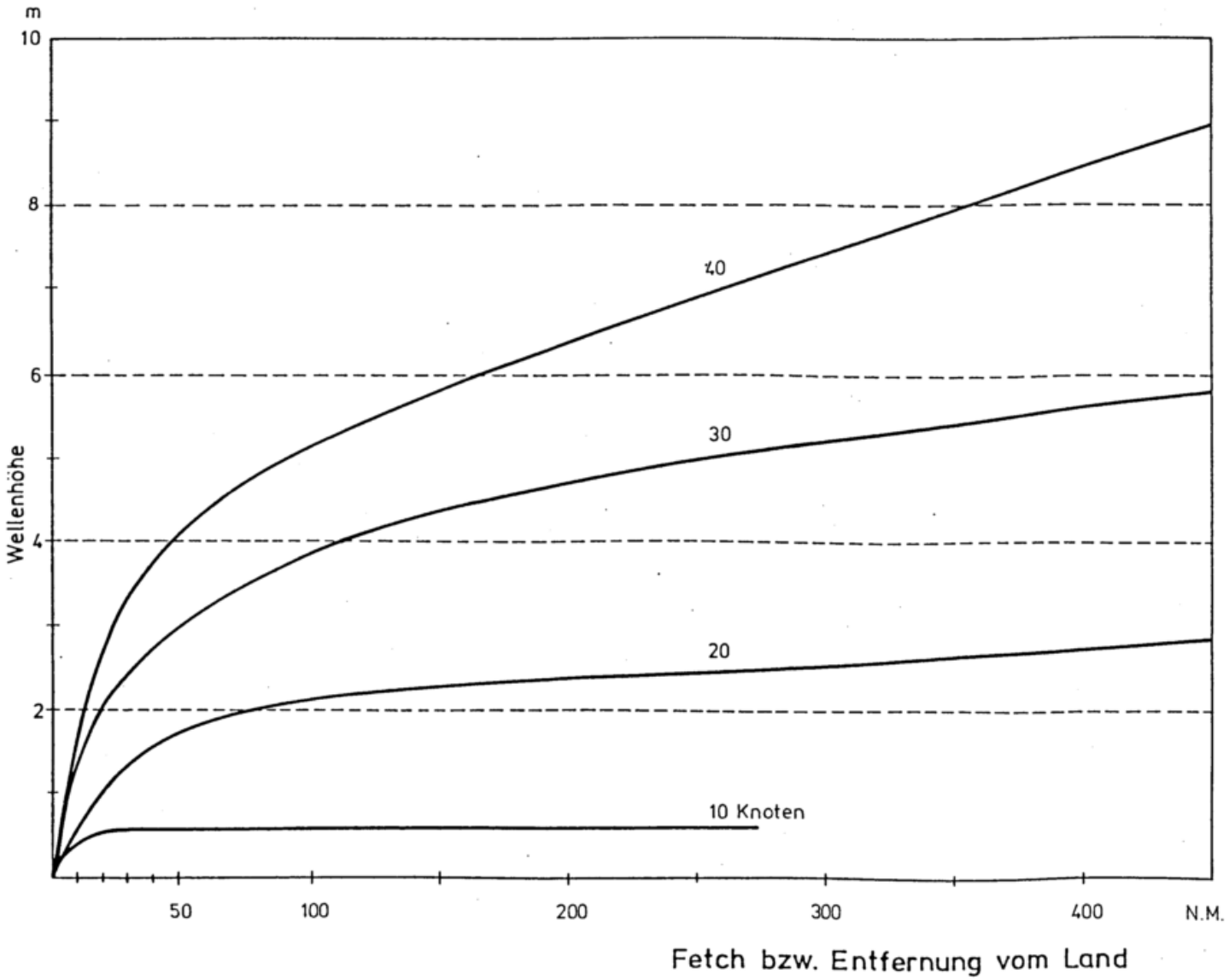


Abb. 31 Zunahme der Seegangshöhe mit wachsender Strecke der Windeinwirkung bei verschiedenen Windgeschwindigkeiten

Abbildungsverzeichnis:

Abb. 1 Fiktive Druckverteilung über dem Nordatlantik mit den meteorologischen Begriffen zur Beschreibung von Wetterlagen

Abb. 2 Geschwindigkeiten und Auswirkungen des Bodenwindes sowie Befiederung durch die Beaufortskala

Abb. 3 Windrose

Abb. 4 -Symboltafel- Mit diesen Symbolen werden vollständige Wettermeldungen verschlüsselt. Nur eine Auswahl davon wird in den Seewetterberichten verwendet.

Abb. 5 Beispiel einer Interpolation zwischen 6 vorgegebenen Druckwerten. Die Hilfslinien sind punktiert.

Abb. 6 Ein anderes Beispiel mit 5 Druckwerten, einem sogenannten neutralen Punkt N sowie 4 Druckzentren

Abb. 7 Interpolation zwischen höchstem und tiefstem Druck entlang einer Hilfslinie. Berücksichtigt wurde die Änderung der Windstärke, wie diese zwischen zwei ausgeprägten Druckzentren typisch ist.

Abb. 8 Berücksichtigung von Windrichtung und -stärke beim Zeichnen der Isobaren

Abb. 9 Mögliche Fehlerquellen beim Zeichnen der Isobaren

Abb. 10 Tief und Randtief. Die gestrichelt gezeichneten Isobaren zeigen, wie eine solche Druckverteilung nicht zu analysieren ist.

Abb. 11 Seitenansicht einer Warmfront

Abb. 12 Seitenansicht einer Kaltfront

Abb. 13 Seitenansicht einer Kaltfront-Okklusion

Abb. 14 Seitenansicht einer Warmfront-Okklusion

Abb. 15 Beispiel einer durch drei Druckwerte definierten Kaltfront: hier schneiden die entsprechenden Isobaren die Front.

Abb. 16 Unterschiedliche Isobarenabstände vor und hinter der Kaltfront
a.) Windabnahme
b.) Windzunahme

Abb. 17 Typische Wetterlage zum Fall a.) von Abb. 16: "Vorderseitensturm"

Abb. 18 Deutschlandfunk-Seewetterbericht vom 03.08.1985

Abb. 19 Wetterlage vom 03.08.1985, 18 UTC

Abb. 20 Wetterlage vom 04.08.1985, 18 UTC

Abb. 21 Deutschlandfunk-Seewetterbericht vom 05.05.1986

Abb. 22 Wetterlage vom 05.05.1986, 06 UTC

Abb. 23 Wetterlage vom 06.05.1986, 06 UTC

Abb. 24 Deutsche Welle-Seewetterbericht vom 28.08.1989

Abb. 25 Wetterlage vom 28.08.1989, 12 UTC

Abb. 26 Wetterlage vom 29.08.1989, 12 UTC

Abb. 27 Dr. Rudloff's Nomogramm zur Abschätzung der Windgeschwindigkeit auf See nach einer Bordwetterkarte
($r = \infty$, $r = 20$ und $r = 10$)

Abb. 28 Dr. Rudloff's Nomogramm zur Abschätzung der Windgeschwindigkeit auf See nach einer Bordwetterkarte
($r = 5$, $r = 3$ und $r = 1$)

Abb. 29 Windlineal zur Ermittlung des geostrophischen Windes

Abb. 30 Abschätzung der Seegangshöhen in Abhängigkeit der Windstärke bei jeweils voll entwickelter See

Abb. 31 Zunahme der Seegangshöhe mit wachsender Strecke der Windeinwirkung bei verschiedenen Windgeschwindigkeiten

Literaturverzeichnis:

1. R. Scherhag: Neue Methoden der Wetteranalyse, Berlin 1948
2. A. Watts: Wind and Sailing Boats, Adlord Coles Ltd., London 1965
3. Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt: Zeichnen und Nutzen von Wetterkarten durch Seeleute: Einzelveröffentlichungen, Sonderheft, Hamburg 1970
4. Nautischer Funkdienst, Bd. III, BSH, Hamburg 1979
5. W. Rudloff: Wind-Nomogramme zur Abschätzung der Windgeschwindigkeit auf See

10. März 1998

DEUTSCHER WETTERDIENST
- SEEWETTERAMT-

55.509.15 : 55.507.2 (07)
161007

Anweisung

für das Anstellen und Verschlüsseln von
Wetterbeobachtungen an Bord deutscher Schiffe
in Verbindung mit der Schlüsseltafel für die
Eintragungen der Wetterbeobachtungen auf See.



Hamburg

1991

DWD Offenbach / Bibliothek
B23015002

I V 9 (1958)

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach/M.
98. 326

Inhaltsverzeichnis **Seite**

Vorwort	3
System der Wetterschlüssel / Schlüsselsymbole und Schlüsselgruppen	4
Zeitangaben / BBXX / D...D	5
YYGGi_w Beobachtungszeit und Art der Windmessung	6
99$L_aL_aL_a$ / $Q_cL_oL_oL_oL_o$ Position geographisch	7
i_Ri_xhVV Niederschlag / Betriebsart / Wetter / Wolkenhöhe / Sicht	8 -11
Nddff Gesamtbedeckung, Windrichtung und Windgeschwindigkeit	12 -18
1s_nTTT Lufttemperatur	19
2$s_nT_dT_dT_d$ Taupunktstemperatur	20 -21
4PPPP Luftdruck	22
5appp Art und Betrag der Luftdruckveränderung	23 -24
7wwW_1W_2 Gegenwärtiges Wetter und Wetterverlauf (vergangenes Wetter)	25 -37
8$N_hC_LC_MC_H$ Bedeckungsgrad tiefer u. mittelhoher Wolken, Wolkenart	38 -48
222D_SV_S Richtung und Geschwindigkeit	49 -50
0$s_nT_wT_wT_w$ Wassertemperatur	51
2$P_wP_wH_wH_w$ Periode und Höhe der Windsee	52 -53
3$d_{w1}d_{w1}d_{w2}d_{w2}$ Dünungsrichtung	54
4$P_{w1}P_{w1}H_{w1}H_{w1}$ Periode/Höhe 1. Dünung	55
5$P_{w2}P_{w2}H_{w2}H_{w2}$ Periode/Höhe 2. Dünung	56
6$I_sE_sE_sR_s$ Eisansatz an Schiffen	57
ICE$c_iS_ib_iD_iz_i$ Eisbeobachtungen	58 -63

Vorwort

Der Internationale Schiffssicherheitsvertrag verpflichtet die schiffahrttreibenden Nationen zu Mitarbeit am Wetterbeobachtungsdienst auf See. Während an Land ein festes und verhältnismäßig engmaschiges Beobachtungsnetz besteht, ist die Dichte der Wettermeldungen von See sehr veränderlich und manchmal so gering, daß wichtige Wetterereignisse (wie z.B. die beginnende Entwicklung eines Sturmtiefs) nicht rechtzeitig erfaßt werden können. Hieraus ergibt sich die große Bedeutung der einzelnen Wetterbeobachtung auf See und ihrer Weitergabe an die hierfür vorgesehenen Küstenfunkstellen. Oft führt sie zum Erkennen einer bedeutsamen Wetterentwicklung, und als Stein im Mosaik der täglichen Wetterkarte ermöglicht sie die Wettervorhersagen und den Warndienst für die Schiffahrt allgemein. Die Anzahl und die Genauigkeit der Schiffsbeobachtungen sind grundlegend für das Zutreffen der Seewettervorhersagen und der Sturmwarnungen, denn die Vorhersagen können nicht genauer werden als ihre Basis, die Beobachtungen, aus denen die Wetterentwicklung abgeleitet wird. Mithin obliegt dem Schiffsoffizier auch bei der Wetterbeobachtung ein Teil der Verantwortung zur Sicherheit der gesamten Schiffahrt.

Diese Beobachtung -im meteorologischen Tagebuch niedergeschrieben- trägt dazu bei, die Kenntnis vom ozeanischen Wettergeschehen zu vertiefen. Aus den vielen Tagebuchblättern, die bei den maritimen Abteilungen der verschiedenen Meteorologischen Dienste, in der Bundesrepublik beim Seewetteramt in Hamburg, bearbeitet werden, formt sich ein immer genaueres und umfassendes Bild der Wetter- und Klimaverhältnisse auf den Meeren, das in Seehandbüchern, Monatskarten, Klimaatlanten und Routenberatung wieder der Schiffahrt zur Verfügung steht. In diesem Prozeß des Gebens und Nehmens steht der Schiffsoffizier als Wetterbeobachter an erster Stelle, und als Schiffsführer zieht er daraus wieder seinen Nutzen.

Die folgenden Anweisungen sind besonders für den praktischen Gebrauch zusammengestellt, der Text ist als Einweisung und Nachschlagewerk gedacht. Auf jede Frage und für jeden Zweifel wird der aufmerksame Leser eine Antwort finden, und bei Befolgung der Hinweise werden vergleichbare Beobachtungen entsprechend den internationalen Vereinbarungen in einheitlicher Form entstehen. Vor Beginn der Tätigkeit als Beobachter sollte jeder den Text der Anweisung aufmerksam einmal ganz durchlesen und dann anfangs recht oft auf die Erläuterungen zurückgreifen. Der Beobachter wird dann sehr bald die Materie so weit beherrschen, daß der Text nur noch selten und in Sonderfällen zu Rate gezogen werden muß. Einige Angaben erscheinen langjährigen Beobachtern als selbstverständlich, für unsere "Neuen" können sie nützlich und notwendig sein. Wesentlich ist, daß der Wetterzustand zur Beobachtungszeit möglichst genau und umfassend geschildert wird.

Für die Übermittlung und internationale Verständlichkeit der Wetterbeobachtung wird die Anweisung ergänzt durch die Schlüsseltafel, die farbige Wolkentafel und die Seegangsbilder, in denen alle erforderlichen Skalen, Tabellen und Abbildungen enthalten sind.

SYSTEM DER WETTERSCHLÜSSEL

Wettermeldungen bestehen im allgemeinen aus fünfstelligen Zahlengruppen. Bedeutung und Reihenfolge sind nach internationalen Vereinbarungen festgelegt. Dadurch wird sichergestellt, daß alle Meldungen weltweit lesbar und verständlich sind.

Jeder internationale Wetterschlüssel hat eine Nummer, der die Buchstaben "FM" (Form of message = Form der Meldung) vorangestellt werden. Nach der Nummer folgt, durch einen Bindestrich getrennt, eine römische Ziffer (z.B. I II usw.). Die Ziffern zeigen an, wann der betreffende Schlüssel eingeführt oder geändert wurde. So bedeutet zum Beispiel die Ziffer VIII, daß der Schlüssel durch die Fachkommission für Basissysteme (CBS) der Weltorganisation (WMO) eingeführt bzw. geändert wurde.

Jeder dieser Wetterschlüssel wird außerdem durch ein Kennwort, den Schlüsselnamen, gekennzeichnet. Bei dem Schiffsschlüssel FM13 mit dem Kennwort SHIP (FM13 Ship).

Schlüsselsymbole und Schlüsselgruppen

Im Schlüsselschema steht für jede Angabe ein Buchstabe. Sind von einem Beobachtungswert zwei, drei oder mehr Ziffern zu verschlüsseln, steht für diese Stellen die entsprechende Anzahl gleicher Buchstabensymbole im Schema (z.B. "PPPP" für Luftdruckangabe im Schiffsschlüssel).

Soweit in den symbolischen Schlüsseldarstellungen bereits Zahlen oder Zahlengruppen erscheinen, handelt es sich um festgelegte Kennungen für nachfolgende Wetterangaben oder ganze Schlüsselabschnitte.

Eingeklammerte Gruppen im Schlüsselschema werden nur
- bei Vorliegen entsprechender Daten,
- zu bestimmten Terminen (z.B. Niederschlagsgruppen bei Spezialschiffen) gemeldet.

Kann ein vorgesehener Wert nicht gemeldet werden, so wird er in der verschlüsselten Wettermeldung durch die entsprechende Anzahl Schrägstriche ersetzt. Im Beobachtungstagebuch wird jedoch, um Verwechslungen zwischen "1" und "/" zu vermeiden, "x" eintragen.

Zeitangaben

Alle Zeitangaben in oder im Zusammenhang mit Wettermeldungen werden weltweit auf die mittlere Ortszeit von Greenwich = Universal Time Coordinated = UTC - bezogen.

Wettermeldungen sind nur dann miteinander vergleichbar, wenn die entsprechenden Beobachtungen zur selben Zeit angestellt werden. Solche Beobachtungen werden synoptische Beobachtungen genannt. Bei den synoptischen Beobachtungszeiten, die auch Standardzeiten heißen, wird zwischen Haupt-, Zwischen- und Stundenterminen unterschieden.

Synoptische Haupttermine sind die Zeiten 00, 06, 12 und 18 Uhr UTC,
synoptische Zwischentermine sind die Zeiten 03, 09, 15 und 21 Uhr UTC.

Als tatsächliche Beobachtungszeit gilt bei
Wetterbeobachtungen auf See die Zeit der Luftdruckablesung; sie erfolgt nach Abschluß aller anderen visuellen und instrumentellen Beobachtungen.

BBXX

Internationale Kennung einer Seestation.

Jede Wettermeldung beginnt mit der internationalen vierstelligen Kennung **BBXX** vor dem Rufzeichen. Die Gruppe **BBXX** und das **Rufzeichen** niemals zusammenfassen.

Beispiel: BBXX DBBH 23063 99505 10005 41896 usw.
Wird das Obs über Taste abgesetzt, sind die Zifferngruppen zu 10 Zeichen zusammenzufassen.

D...D

Rufzeichen des meldenden Schiffes

Kann das Schiff kein Rufzeichen übermitteln, wird das Wort Ship unter D...D gemeldet.

$YYGGi_w$ Monatstag, Beobachtungszeit und Art der Windbestimmung.

YY Unter YY wird das Tagesdatum, ermittelt nach UTC, eingetragen. Jahr und Monat sind in die dafür vorgesehenen Spalten zu schreiben. Sie sollten in keinem Fall vergessen werden, da sie die zeitliche Identifizierung der Beobachtung ermöglichen. Alle Datumseintragungen in Zahlen vornehmen, bitte keine Abkürzungen von Monatsnamen verwenden.

Als Monatsname wird der Tag gemeldet, an dem die Beobachtung durchgeführt wurde, also nicht der Tag der Verbreitung der Meldung.

GG Tatsächliche Beobachtungszeit (in UTC) zur vollen Stunde (auf die nächstliegende volle Stunde auf- oder abgerundet).

Als tatsächliche Beobachtungszeit gilt der Zeitpunkt, zu dem der Luftdruck abgelesen wird.

Die Tagesstunden werden von 00-23 Uhr UTC gezählt, wobei 00 Mitternacht bedeutet. 24 Uhr wird nicht verwendet. Diese Stunde ist als 00 mit dem Datum des folgenden Tages einzutragen.

i_w Die Art der Windbestimmung, ob geschätzt oder gemessen, und die verwendeten Maßeinheiten (m/s oder kn) wird durch eine Schlüsselzahl angegeben.

Tabelle: i_w

Schlüssel	Bedeutung
0	Windgeschwindigkeit geschätzt in m/s
1	Windgeschwindigkeit gemessen in m/s
2	Windgeschwindigkeit geschätzt in Knoten
3	Windgeschwindigkeit gemessen in Knoten

$99L_aL_aL_a$ $Q_cL_oL_oL_oL_o$ Position

99 Kennzahlen für Positionsangabe

$L_aL_aL_a$ Geographische Breite in Zehntelgrad

Q_c Erdquadrant

$L_oL_oL_oL_o$ Geographische Länge in Zehntelgrad

$L_aL_aL_a$ bzw. $L_oL_oL_oL_o$

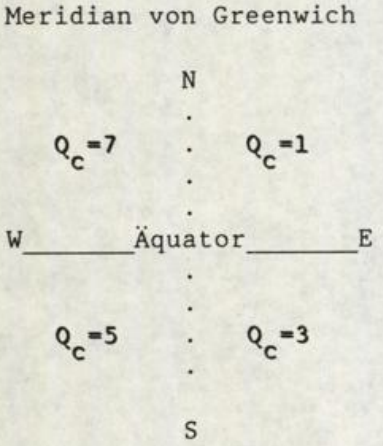
Ohne Orts- und Zeitangabe ist jede Wetterbeobachtung wertlos. Als Beobachtungsort wird die Position des Schiffes zur Zeit der Beobachtung eingetragen, und zwar nach geographischer Breite **(LaLaLa)** und Länge **(LoLoLoLo)**.
Die Eintragung soll in ganzen Graden (bei der Länge auch mit der Hundertziffer) und Zehntelgraden erfolgen. Die Zehntelgrade sind zu berechnen, indem die Minuten durch 6 geteilt werden und ein etwaiger Rest vernachlässigt wird. Eventuelle Leerstellen in der Hunderter-, Zehner- oder Einerstelle sind mit einer 0 zu versehen.

Sichere Positionen -astronomisch oder durch Peilung bestimmt- bitte unterstreichen.

Q_c Um kenntlich zu machen, ob es sich um Nord- oder Südbreite bzw. Ost- oder Westlänge handelt, ist die Erde in 4 Quadranten aufgeteilt ($0-180^o$ E, Nord- bzw. Südbreite, und $0-180^o$ W, Süd bzw. Nordbreite), denen die Schlüsselzahlen 1, 3, 5 und 7 zugeordnet sind. Sie sind der Schlüsseltafel zu entnehmen und unter **Qc** einzutragen. Befindet sich das Schiff auf dem Äquator (LaLaLa = 000), ist es dem Beobachter freigestellt, die Position zur Nord- oder Südhalbkugel zu rechnen. Entsprechendes gilt bei der Länge 0^o bzw. 180^o (LoLoLoLo = 0000 bzw. 1800) bezüglich Ost- oder Westlänge.

Tabelle: Q_c

Schlüsselzahl	Bedeutung	
	Breite	Länge
1	Nord	Ost
3	Süd	Ost
5	Süd	West
7	Nord	West



$i_R i_x$hVV **Anzeige für Niederschlagsmessung/Indikator für Betriebsart und Wettergruppe/Wolkenuntergrenze/Sicht.**

i_R Indikator für die Meldung des Niederschlags in der Gruppe 6RRRtR, die bei Handelsschiffen entfällt. Handelsschiffe melden $i_R = 4$, wie im Tagebuch vorgedruckt.

i_x Der Indikator i_x erfüllt eine doppelte Funktion: er zeigt an, ob die Wettermeldung von einer bemannten oder automatischen Station stammt und ob die Schlüsselgruppe 7wwW1W2 in der Wettermeldung enthalten ist.

Tabelle: i_x

Schlüsselzahl	Bedeutung		Betriebsart der Station
Die Schlüsselgruppe $7wwW_1W_2$			
1	wird gemeldet		bemannt
2	wird nicht gemeldet	da kein signifikantes Wetter +	
3		weil ww und W1W2 nicht bestimmbar	

+ Als nicht signifikante Wettererscheinungen gelten die Schlüsselinhalte der Zahlen 00, 01, 02 und 03 der ww-Tabelle und die Zahlen 0, 1 und 2 der W1W2-Tabelle.

An Bord deutscher Schiffe wird grundsätzlich $7wwW_1W_2$ gemeldet ($i_x = 1$). In den jeweiligen Markierungsbogen ist die Schlüsselzahl **1** bereits vorgedruckt.

h Wolkenuntergrenze $i_R i_x$ hVV

Höhe der Untergrenze der tiefsten Wolke über dem Beobachter, geschätzt.

Bei **h** handelt es sich darum, die Höhe der Untergrenze der tiefsten über dem Beobachtungsort vorhandenen Wolken anzugeben. Dazu ist im einzelnen zu bemerken:

1. Nur wenn tiefe Wolken gar nicht vorhanden sind, soll sich die Eintragung für **h** auch auf mittlere Wolken beziehen, insbesondere auf Altostratus oder Nimbostratus, die bei mächtiger Entwicklung auch über dem Meer wesentlich unter 2500 m absinken können.

2. Sind nur hohe Wolken am Himmel, so muß immer **h = 9** gegeben werden.

3. Auch bei wolkenlosem Himmel wird **h = 9** verschlüsselt.

4. Das Schätzen der Wolkenhöhe erfordert eine erhebliche Übung und Erfahrung.
   Die Wolkenhöhe läßt sich bei Konvektionswolken (Cumulus und Cumulonimbus) nach folgender Formel aus der Temperatur (TT) und dem Taupunkt (TdTd) rechnerisch abschätzen:
   Wolkenhöhe in Metern = 125 mal (TT - TdTd).

   Beispiel: Für TT = 20° C, TdTd = 10° C ergibt sich die Höhe 1250 m.

   Sie ist aber auf <u>allen anderen</u> Wolkenformen <u>nicht</u> anwendbar.

Tabelle: **h**

Schlüsselzahl	Bedeutung
0	0 - 50 m
1	50 - 100 m
2	100 - 200 m
3	200 - 300 m
4	300 - 600 m
5	600 - 1000 m
6	1000 - 1500 m
7	1500 - 2000 m
8	2000 - 2500 m
9	2500 m oder höher oder wolkenlos
/	Wolkenuntergrenze nicht bekannt

$i_R i_x hVV$

VV Sicht

Es werden die Schlüsselzahlen von 90 bis 99 eingetragen.

Bemerkungen:

1. Es handelt sich bei dem Begriff "Sicht" um Horizontalsicht, nie um Schräg- oder Vertikalsicht.

2. Die Sichtschätzung auf See ist viel schwieriger, weil es oft keine festen Sichtziele gibt. Es geht also normalerweise der Sichtschätzung immer eine Entfernungsschätzung oder -messung (Radar) voraus. Ist also ein passierendes Schiff in 1000 m Entfernung gerade noch sichtbar, d. h. in seinen Konturen erkennbar, so muß VV = 94 gegeben werden.

3. Die Nachtsichtbestimmung ist besonders schwierig. Es ist zweckmäßig, den Grad der Luftdurchsichtigkeit kurz vor Einbruch der Dunkelheit mit in Betracht zu ziehen. Leuchtfeuer sind wegen ihrer durchdringenden Leuchtkraft zur normalen Nachtsichtbestimmung nicht geeignet.

4. Bei einer Brückenhöhe von 5 m über der Meeresoberfläche, erscheint die Kimm in einem Abstand von weniger als 10 km, bei einer Brückenhöhe von 10 - 13 m in einer Entfernung von etwa 14 km. Diese Entfernung und damit die Sichtweite wird häufig überschätzt.

5. Viele Termine hintereinander die Sicht mit VV = 99 anzugeben ist meistens nicht richtig. Eine sehr gute Sicht ist eine Ausnahmeerscheinung und kommt nur selten, z.B. nach Kaltlufteinbrüchen und in den Passatgebieten, vor.

6. Wenn die Sicht in den verschiedenen Himmelsrichtungen verschieden ist, so ist die schlechteste Sicht anzugeben.

7. Wenn Wettererscheinungen vorüberziehen, die die Sicht nur ganz begrenzt einschränken, z.B. Schauerniederschläge, so sollen sie für die Sichtbestimmung nicht berücksichtigt werden.

8. Geht der Schauer jedoch über dem Schiff zur Zeit der Beobachtung nieder, ist die Sicht innerhalb des Schauers anzugeben. Es kommt nicht selten vor, daß ww = 86, d. h. ein mäßiger bis starker Schneeschauer, gegeben wird und dazu eine Sicht VV=98. Das ist immer falsch, denn in einem solchen Schauer kann man unmöglich 20 oder mehr km weit sehen. Es ist allderdings zu berücksichtigen, daß bei Nacht in einem Schauer z.B. die Deckslichter eines Fischdampfers auf eine erheblich größere Entfernung zu erkennen sind als es das Schiff bei Tage ist.

$i_R i_x hVV$

VV Sicht

9. Grundsätzlich muß die Sichtangabe immer mit dem Wetter zur Zeit der Beobachtung sinnvoll übereinstimmen. Das wird manchmal nicht beachtet. So ist für Nebel beispielsweise Bedingung, daß die Sichtweite kleiner als 1 km ist, sonst ist es kein Nebel sondern Dunst. Dementsprechend muß, wenn zur Zeit der Beobachtung Nebel herrscht, unter VV eine der Zahlen zwischen 90 und 93 stehen. ww = 46 mit VV = 97 zusammen ist z. B. falsch.

10. Wenn eine schlechte Sicht beobachtet wird, muß aus der Angabe unter ww ersichtlich sein , welche Ursache die Sichtbeschränkung hat. Wurde also beispielsweise VV = 92 beobachtet, so muß im ww Nebel oder ein stark sichtbeschränkender Niederschlag oder eine Trübung durch feste Teilchen (Staub, Sand) angegeben sein. VV = 92 und ww = 03 zusammen ist falsch.

11. Bei starken Niederschlägen, z.B. ww = 65, 75 und 86 wird sehr häufig die Sicht zu hoch angegeben. Bei starkem Schneefall z. B. ist eine Sicht von 10 km und mehr nicht möglich.

Tabelle: **VV**

Schlüsselzahl	Bedeutung		
90	unter	50 m	< 0,03 sm
91	ab	50 m	0,03 sm
92	ab	200 m	0,1 sm
93	ab	500 m	0,3 sm
94	ab	1 km	0,5 sm
95	ab	2 km	1,1 sm
96	ab	4 km	2,2 sm
97	ab	10 km	5,4 sm
98	ab	20 km	11,0 sm
99	ab	50 km	27,0 sm und mehr

Nddff **Gesamtbedeckung des Himmels, Windrichtung und Windgeschwindigkeit**

N

Der Betrag der Bedeckung des Himmels mit Wolken wird in Achtel der gesamten sichtbaren Himmelsfläche angegeben. Man hat Achtel gewählt, weil sich eine Fläche leicht durch ein Kreuz in vier Teile zerlegt denken läßt, die man nur noch zu halbieren braucht, um eine Vorstellung von dem Flächeninhalt eines Achtels zu bekommen.

Einzelbemerkungen:

1. Es soll unter **N** angegeben werden, wieviel Achtel des Himmelsgewölbes überhaupt mit Wolken bedeckt sind, ohne Rücksicht auf Art und Höhe der Wolken.

2. Der Betrag der Gesamtbedeckung stimmt mit der Gesamtfläche aller am Himmel vorhandenen Wolken nur dann überein, wenn sich die verschiedenen Wolkenschichten nicht überdecken. Meistens aber überdecken sie sich teilweise, was bei der Abschätzung der Gesamtbedeckung unberücksichtigt bleiben muß. **N** , die Gesamtbedeckung mit Wolken, kann nie kleiner sein als Nh (Bedeckung mit tiefen bzw. mittelhohen Wolken).

3. Oft neigen Beobachter dazu, die Menge der Bewölkung in Horizontnähe zu überschätzen. Sie soll nur mit dem Flächeninhalt des Himmelsgewölbes berücksichtigt werden, den sie vom Beobachter aus gesehen bedeckt.

4. **N** = 1 umfaßt die Bedeckung mit geringsten Wolkenspuren bis zu höchstens einem Achtel der Himmelsfläche.

5. **N** = 7 verwendet man bei einer Gesamtbedeckung von 7/8 bis noch nicht 8/8 (d. h. bei den geringsten Lücken in einer geschlossenen Wolkendecke).

6. In einer Decke dünner Schäfchenwolken sind immer Lücken zwischen den einzelnen Wölckchen auch dann, wenn die Schicht an und für sich den ganzen Himmel bedeckt. Es darf dann nicht 8, sondern es muß 7 oder entsprechend weniger eingetragen werden.

7. Die Eintragung einer Null bedeutet, daß überhaupt keine Wolken am Himmel sind. Die Null ist auch bei Nebel am Beobachtungsort zu setzen, der so dünn ist, daß der blaue Himmel bzw. Sterne zu sehen, aber keine Spur von Wolken zu erkennen ist.

8. Kann man über dünnem Nebel Wolken erkennen, so ist ihr Betrag so abzuschätzen und die Eintragung so zu fassen, als ob kein Nebel vorhanden wäre. Das gilt aber nur für die Eintragung **"N"**. In anderen Spalten des Tagebuches, z.B. im "ww" oder "W_1W_2" muß der Nebel entsprechend gekennzeichnet werden.

Nddff

N Gesamtbedeckung des Himmels

9. **N** = 9 ist dann einzutragen, wenn der Beobachtungsort von Nebel, Staub, dichten Niederschlägen oder ähnlichen Erscheinungen derart eingehüllt ist, daß der Himmel oder die Himmelsbedeckung nicht mehr sicher erkannt werden kann. Auch bei völliger Dunkelheit läßt sich der Betrag der Bedeckung manchmal nicht angeben.

Achtung: Bei **N** = 0 entfällt die Wolkengruppe $8N_hC_LC_MC_H$

Tabelle: **N**

Schlüsselzahl	Bedeutung
0	wolkenlos
1	1/8 oder weniger, aber nicht wolkenlos
2	2/8
3	3/8
4	4/8
5	5/8
6	6/8
7	7/8 oder mehr, aber nicht bedeckt
8	8/8 bedeckt
9	Himmel durch Nebel, Staub u. ä. verdeckt oder Bedeckungsgrad nicht feststellbar, z.B. wegen Dunkelheit.
/	Bedeckungsgrad nicht beobachtet oder nicht wahrnehmbar aus nicht meteorologischen Gründen.

Nddff

dd Windrichtung

Die Windrichtung wird in Zehngradstufen rechtweisend eingetragen.

Einzelbemerkungen:

1. Als Windrichtung gilt immer die Richtung , aus der der Wind kommt.

2. Die Windrichtung wird durch Anpeilen der Windsee mit dem Peilkompaß bestimmt. Sie ist auf diese Weise leicht zu ermitteln, da die Wellen der Windsee mit dem Wind laufen und deshalb nicht mit der Dünung zu verwechseln sind. Ein gutes Hilfsmittel sind die ab Windstärke 7 auftretenden, in Windrichtung laufenden Schaumstreifen. Sie geben keinen Hinweis bei plötzlicher Winddrehung, wenn die Windsee sich noch nicht auf die neue Windrichtung eingestellt hat. In solchen Fällen bietet die Abgasfahne der Maschine gewisse Hilfe, den scheinbaren Wind festzustellen. Doch können leicht Verfälschungen, nicht nur durch Schrägsicht, sondern auch durch die Schiffsaufbauten, auftreten. Wegen der fälschenden Einflüsse durch die Schiffsaufbauten, die Schiffsbewegungen und die Fahrt werden an Bord von Handelsschiffen meist keine Windmesser aufgestellt.

   Um den **wahren** Wind aus Schiffsgeschwindigkeit und scheinbarem Wind zu errechnen, verfährt man, sofern kein Bordcomputer oder keine Rechenscheibe zur Verfügung steht, wie folgt:

   a. Trage von Punkt A Schiffsbewegung in Richtung und Fahrt (Knoten) auf zum Punkt B .
   b. Der einfallende scheinbare Wind nach Richtung und Geschwindigkeit wird entsprechend der Seitenpeilung von Punkt A nach Punkt C aufgetragen.
   c. Die Verbindungslinie von Punkt C nach Punkt B ergibt nach der Seitenpeilung den wahren Einfallswinkel des Windes und die **wahre** Windgeschwindigkeit.

   Beispiel 1: Schiffskurs rw. 300°, Fahrt 15 Kn, einfallender Wind 40° von Steuerbord mit 25 Kn.
   Nach dem Winddreieck:
   rw. Kurs 300° plus 75° = **wahrer** Wind
   rw. 15° mit 17 Kn (5Bft).

   Beispiel 2: Schiffskurs rw. 300°, Fahrt 15 Kn, einfallender Wind 40° von Backbord mit 25 Knoten.
   Nach dem Winddreieck:
   rw. Kurs 300° minus 75° = **wahrer** Wind
   rw. 225° mit 17 Kn (5Bft).

dd Windrichtung **Nddff**

3. Die Windrichtung darf nicht nach dem Zuge der Wolken bestimmt werden. Auch dann nicht, wenn die Wolken niedrig erscheinen.

4. Der Wind ist nie ganz gleichmäßig in Richtung und Geschwindigkeit. Man nimmt deshalb zur Eintragung den Mittelwert, um den der Wind nach Richtung und Geschwindigkeit während der Minuten, die die Beobachtung selber dauert, pendelt. Keinesfalls darf sie auf einen größeren Zeitraum als 10 Minuten vor Termin ausgedehnt werden.

5. Bei veränderlicher Windrichtung ist die Schlüsselziffer 99 zu setzen. Diese Angabe soll nur bei Windgeschwindigkeiten bis zu 5 Knoten (2 Bft) gemacht werden. Bei höherer Windgeschwindigkeit muß man sich für eine Windrichtung entscheiden.

6. Es soll die zur Zeit der Beobachtung herrschende Richtung eingetragen werden. Weitere Aussagen, wie Windsprung, rechtdrehender oder rückdrehender Wind sollen in dem Raum unter "Ergänzende Bemerkungen" im Klartext niedergelegt werden.

7. Die Nordrichtung muß immer mit 36 angegeben werden, nicht mit 00, das Windstille bedeutet.

8. Besonders zu beachten ist, daß die Zehngradstufen der Windrichtung richtig eingetragen werden. So soll bei 10 Grad Windrichtung nicht 10 sondern 01, bei 30 Grad nicht 30 sondern 03, bei 170 Grad 17, bei 320 Grad 32 eingetragen werden.

Tabelle: **dd**

Schlüsselzahl	Bedeutung
00	Windstille
01	5^{o} - 14^{o}
02	15^{o} - 24^{o}
03	25^{o} - 34^{o}
04	35^{o} - 44^{o}
usw.	usw.
..	
..	
..	
36	355^{0} - 4^{o}
99	schwacher umlaufender Wind (nur bis 5 kn)

Nddff

ff Windgeschwindigkeit in Knoten

Die Windgeschwindigkeit wird in Knoten angegeben. Diese Zahl wird beim Verschlüsseln der Beobachtung in die Spalte **ff** eingetragen. Weil die meisten Seeleute an der gewohnten und altbewährten Beaufortskala festhalten und nicht direkt vom Aussehen der See auf die Windgeschwindigkeit in Knoten schließen, wird normalerweise die Schätzung in Knoten umgerechnet.
(Siehe Seegangsbilder und Tabelle zur Schätzung der Windstärke).

Einzelbemerkungen:

1. Die Beaufortstärken und die für Knoten eingetragenen Werte müssen sich also gemäß der Umrechnungstabelle entsprechen.

2. In den Fällen, wo kurz vor dem Beobachtungszeitpunkt eine grundsätzliche Umstellung des Bodenwindes erfolgte, ist der nach der Umstellung geltende Mittelwert einzutragen.

3. Es ist nicht sinnvoll, die Windrichtung als Stille und unter Windstärke trotzdem Skalenziffer einzutragen. Die Eintragungen z.B. Richtung 00 und Stärke 1 oder Richtung 13 und Stärke 0 sind beide falsch, denn wenn ein Wind erkennbar ist, muß er auch eine Richtung haben. Andererseits darf man, wenn so viel Wind weht, daß man die Richtung erkennen kann, nicht Stärke 0 geben sondern mindestens 1. Die Null bedeutet, daß überhaupt keine Luftbewegung erkennbar und die See spiegelglatt ist.

Tabelle: **ff**

Schlüsselzahl	Bedeutung
00	Windstille
01	1 kn
02	2 kn
03	3 kn
04	4 kn
usw.	usw.

Bei Windgeschwindigkeiten von 99 Knoten oder mehr (oder der unter i_w angegebenen Einheiten) wird **ff** mit 99 verschlüsselt und unmittelbar nach **Nddff** die Gruppe **00fff** eingefügt. Der Wind wird unter **fff** mit seinen vollen Knoten (oder der unter i_w angegebenen Einheiten) eingetragen.

Beispiel:

Nddff 00fff

Wind aus 320 Grad, 112 Knoten, 8/8 Bedeckung = 83299 00112

ff Windgeschwindigkeit **Nddff**

Tabellen: zu **ff** (mittlere Windgeschwindigkeit und Beaufort)

Windbezeichnung Beaufort	**ff** in Kn	Bezeichnung
0	00	Stille
1	02	leiser Zug
2	05	leichte Brise
3	09	schwache Brise
4	13	mäßige Brise
5	18	frische Brise
6	24	starker Wind
7	30	steifer Wind
8	37	stürmischer Wind
9	44	Sturm
10	52	schwerer Sturm
11	60	orkanartiger Sturm
12	64 und mehr	Orkan

ff Windgeschwindigkeit **Nddff**

Beaufort	**ff** in Kn	Auswirkungen des Windes auf See
0	00	spiegelglatte See
1	02	kleine schuppenförmige Kräuselwellen ohne Schaumkämme
2	05	kleine Wellen noch kurz aber ausgeprägter. Kämme sehen glasig aus und brechen sich nicht
3	09	Kämme beginnen sich zu brechen, Schaum überwiegend glasig, ganz vereinzelt können kleine weiße Schaumköpfe auftreten
4	13	Wellen sind noch klein, werden aber länger. Weiße Schaumköpfe treten schon ziemlich verbreitet auf
5	18	mäßige Wellen, die eine ausgeprägte lange Form annehmen. Überall weiße Schaumkämme. (Ganz vereinzelt kann schon Gischt vorkommen)
6	24	Bildung großer Wellen beginnt; Kämme brechen und hinterlassen größere weiße Schaumflächen; etwas Gischt
7	30	See türmt sich; der beim Brechen entstehende weiße Schaum beginnt sich in Streifen in die Windrichtung zu legen
8	37	mäßig hohe Wellenberge mit Kämmen von beträchtlicher Länge. Von den Kanten der Kämme beginnt Gischt abzuwehen. Der Schaum legt sich in gut ausgeprägten Streifen in die Windrichtung
9	44	hohe Wellenberge; dichte Schaumstreifen in Windrichtung. "Rollen" der See beginnt. Gischt kann die Sicht schon beeinträchtigen
10	52	sehr hohe Wellenberge mit langen überbrechenden Kämmen. See weiß durch Schaum. Rollen der See schwer und stoßartig. Sicht durch Gischt beeinträchtigt
11	60	außergewöhnlich hohe Wellenberge. Die Kanten oder Wellenberge werden überall zu Gischt zerblasen. Die Sicht ist herabgesetzt
12	64 und mehr	Luft mit Schaum und Gischt angefüllt. See vollständig weiß. Die Sicht ist sehr stark herabgesetzt; jede Fernsicht hört auf.

ff Windgeschwindigkeit **Nddff**

Umrechnungstafel für die Windgeschwindigkeit

Beaufort	Knoten	**ff**[+]	m/s	km/h
0	< 1	**00**	0 - 0,2	< 1
1	1 - 3	**02**	0,3 - 1,5	1 - 5
2	4 - 6	**05**	1,6 - 3,3	6 - 11
3	7 - 10	**09**	3,4 - 5,4	12 - 19
4	11 - 16	**13**	5,5 - 7,9	20 - 28
5	17 - 21	**18**	8,0 - 10,7	29 - 38
6	22 - 27	**24**	10,8 - 13,8	39 - 49
7	28 - 33	**30**	13,9 - 17,1	50 - 61
8	34 - 40	**37**	17,2 - 20,7	62 - 74
9	41 - 47	**44**	20,8 - 24,4	75 - 88
10	48 - 55	**52**	24,5 - 28,4	89 - 102
11	56 - 63	**60**	28,5 - 32,6	103 - 117
12	64 und mehr	**64 und mehr**	32,7 und mehr	118 und mehr

[+] Mittlere Verschlüsselungszahlen für Beobachter, die die Windgeschwindigkeit schätzen.

$1s_nTTT$ **Lufttemperatur**

1 Kennzahl

s_n Vorzeichen der Temperatur

Tabelle: s_n

Schlüsselzahl	Bedeutung
0	Temperatur positiv
1	Temperatur negativ

TTT Lufttemperatur in Zehntelgrad Celsius

Zweck der Messung ist es, die unverfälschte Temperatur der Außenluft zu bestimmen.

Einzelbemerkungen:

1. Die Messung muß an einer Stelle des Schiffes erfolgen, an der die vorbeiströmende Luft nicht durch den Schiffskörper oder sonstige Schiffseinflüsse angewärmt ist. Erfahrungsgemäß eignet sich die Brückennock an der Luvseite am besten. Auf jeden Fall muß die Messung an der Luvseite vorgenommen werden.

2. Das Thermometer soll bei der Messung möglichst nicht von der Sonne beschienen werden. Wenn lange genug geschleudert wird, wird es keine wesentlichen Fehler geben, da die Metallhülse das Instrument bis zu einem gewissen Grad vor der Strahlung schützt. Die Messung wird aber genauer, wenn der Thermometerkörper von der direkten Sonnenbestrahlung abgeschirmt ist. Keinesfalls darf das Instrument in der Sonne liegend aufbewahrt werden.

3. Die Quecksilberkugel soll auch nicht durch Regen oder Spritzwasser benetzt sein. Ist sie naß, so wird die Messung durch die entstehende Verdunstungskälte verfälscht.

4. Das Schleuderthermometer muß etwa 3 Minuten mit 5 Umdrehungen pro Sekunde geschleudert werden. Dem Instrument muß Zeit gegeben werden, die Temperatur der durchströmenden Luft anzunehmen. Durch wiederholte Ablesung (in kurzen Schleuderpausen) ist zu prüfen, ob die Thermometeranzeige sich noch ändert. Dabei darf die Schleuder nur am Oberteil in der Nähe des Handgriffs angefaßt werden.

5. Es empfiehlt sich, das Instrument nicht im Kartenhaus, sondern außerhalb des Brückenhauses an Deck an einem schattigen Platz und geschützt aufzubewahren. In diesem Fall hat das Instrument bereits vor der Messung nahezu die Lufttemperatur, und die Angleichung geschieht schnell und zuverlässig.

$2s_nT_dT_dT_d$ Taupunktstemperatur

2 Kennzahl

s_n Vorzeichen der Taupunktstemperatur

$T_dT_dT_d$ Taupunktstemperatur in Zehntelgrad Celsius

Voraussetzung für die Bestimmung der Taupunktstemperatur ist die Messung der Lufttemperatur am befeuchteten Thermometer = Feuchttemperatur $T_fT_fT_f$.

$T_fT_fT_f$ Bei der Bestimmung der Feuchttemperatur sind folgende Einzelheiten zu beachten:

1. Die am Feuchtthermometer abgelesenen Werte müssen auf jeden Fall eingetragen werden. Es genügt nicht, den errechneten Taupunkt einzutragen, ohne die Temperatur des Feuchtthermometers selbst zu vermerken.

2. Es muß von Zeit zu Zeit kontrolliert werden, ob das Musselinläppchen um die Quecksilberkugel des Feuchtthermometers noch vorhanden ist, festsitzt und anliegt.

3. Für jedes Instrument soll ein Ersatzmusselinstrumpf an Bord sein.

4. Zu jeder Normalausrüstung gehört ein Befeuchtungsgefäß.

5. Zum Befeuchten schiebt man das Röhrchen des beigegebenen Befeuchtungsgefäßes über die mit Musselin umwundene Quecksilberkugel und drückt das Wasser im Röhrchen hoch bis das Musselinläppchen gut durchgefeuchtet ist.

6. Es ist destilliertes Wasser zu verwenden. Auf keinen Fall darf Seewasser verwendet werden, da die dann im Musselinläppchen verbleibenden hygroskopischen Salzkristalle die Verdunstungsschnelligkeit verändern würden. Damit werden die gemessenen Werte unbrauchbar.

$T_dT_dT_d$ / $T_fT_fT_f$ Taupunktstemperatur $2s_nT_dT_dT_d$

7. Die Meßmethode beruht auf der Verdunstung, die durch das Schleudern beschleunigt wird. Bei der Verdunstung der Feuchtigkeit im Musselinläppchen wird der Quecksilberkugel Wärme entzogen, und zwar um so mehr, je trockener die Luft ist. Die Quecksilbersäule des Feuchtthermometers sinkt also stärker als die des trockenen Thermometers, während in feuchtigkeitsgesättigter Luft (z.B. bei Nebel) beide Thermometer den gleichen Stand anzeigen. Da die Verdunstung gesetzmäßig von der Luftfeuchtigkeit abhängt, kann man den Taupunkt aus dem Temperaturunterschied der beiden Thermometer errechnen. Diese Rechenwerte sind bereits in den beiliegenden Tafeln niedergelegt aus denen sich der Taupunkt für jede Differenz entnehmen läßt. Beim Schleudern ist in kurzen Pausen zu prüfen, ob die Temperatur am feuchten Thermometer sinkt. In diesem Falle muß noch weiter geschleudert werden. Erst beim tiefsten Stand der Quecksilbersäule im feuchten Thermometer werden beide Temperaturwerte abgelesen.

   Hinweis:

   Die Feuchttemperatur wird bei der Obsabgabe **nicht** mit übermittelt.

8. Sobald die Außentemperatur Minuswerte annimmt, bildet sich während des Schleuderns am durchfeuchteten Gazestrumpf zumeist Eis. Diese Eisschicht darf nur hauchdünn sein und soll während des Meßvorgangs verdunsten. Bei zuviel Wasser wird die Eisschicht zu dick und schirmt die Außenluft von der Quecksilberkugel ab. Das Thermometer zeigt dann über eine längere Zeit konstant die Temperatur des sich bildenden Eises an (etwa 0,0 bis minus 0,5° C). Diese Temperatur ist nicht der gesuchte Wert für die feuchte Temperatur. Es muß daher solange geschleudert werden, bis die Temperatur am feuchten Thermometer eine tiefere Temperatur oder höchstens die gleiche wie am trockenen Thermometer anzeigt. Zu dickes Eis kann durch kurzes Schleudern im geheizten Raum zum Schmelzen gebracht werden. Danach ist die Messung im Freien ohne erneutes Anfeuchten des Gazestrumpfes zu wiederholen.

9. Alle Temperaturen müssen unbedingt auf Zehntelgrade abgelesen werden.

Der Taupunkt $T_dT_dT_d$ wird aus der Temperatur am trockenen und feuchten Thermometer mit der Taupunkttafel bestimmt.

Beispiele:

Ermittelter Taupunkt	Verschlüsselung der Gruppe $2s_nT_dT_dT_d$
+ 12,6° C	20126
0,0° C	20000
- 0,1° C	21001
- 7,6° C	21076

4PPPP **Luftdruck**

4 Kennzahl

PPP Luftdruck in Zehntel Hektopascal

Für die Luftdruckmessung an Bord der deutschen Beobachterschiffe werden die vom Deutschen Wetterdienst ausgegebenen Präzisions-Aneroidbarometer verwendet; sie werden durch den Hafendienst des Deutschen Wetterdienstes kontrolliert und überprüft.

Einzelbemerkungen:

1. Das Barometer kann allmählich seine Einstellung ändern, entweder durch langsame Veränderung der Elastizität des Mechanismus oder durch plötzliche heftige Erschütterungen. Auch häufiges und starkes Klopfen schädigt das Instrument durch die Erschütterung und fälscht das Ablesen.

2. Die Ablesungen werden ohne Anbringen von irgendwelchen Korrekturen in das Tagebuch eingetragen. Die Instrumente sind so eingestellt, daß die Ablesung für Meeresniveau gilt.

3. Der Druck **muß** auf Zehntel Hektopascal abgelesen werden. Erstens verlangt der internationale Schiffsschlüssel die Zehntelangabe in der Funkwettermeldung, zweitens ist die Ablesung auf Zehntel für die spätere klimatologische Verarbeitung der Beobachtungen wichtig.

4. Der abgelesene Wert darf nicht gerundet werden; sieht sich der Beobachter aus irgendwelchen Gründen außerstande, auf Zehntel abzulesen, so muß für die Dezimalstelle ein **x** gesetzt werden.

5. Ergibt die Ablesung zufällig ganze Hektopascal so muß bei der Eintragung in das Tagebuch unter **PPP** in der Dezimalstelle eine Null stehen, also z.B. für 1025,0 hPa = 0250.

Bei der Verschlüsselung des Wertes in der Gruppe wird die Tausenderziffer nicht mitgeschrieben.

Beispiele:

	4PPPP
1025,6 hPa	= 40256
998,2 hPa	= 49982
1035,4 hPa	= 40354
935,4 hpa	= 40354

Obwohl eine Unterscheidung zwischen hohen und sehr niedrigen Druckwerten nicht möglich ist (siehe die letzten beiden Beispiele), sind Verwechslungen auf Grund der übrigen Wettermeldungen und der Wetterlage im allgemeinen ausgeschlossen.

5appp **Art und Betrag der Luftdruckänderung**

5 Kennung der Gruppe

a Art der Luftdruckänderung

ppp Betrag der Luftdruckänderung in Zehntel Hektopascal

a Die Art der Luftdruckänderung kann nur von einem Barographen richtig aufgezeichnet werden.
Wenn kein Barograph an Bord ist, der Luftdruck aber alle 3 Stunden abgelesen wird, dürfen für **a** nur die Schlüsselziffern **2*** , **4*** und **7*** verwendet werden.

Tabelle: **a**

Die Tabelle ist so angeordnet, daß die Ziffern 0 - 4 ein Steigen oder Gleichbleiben des Druckes, die Ziffern 5 - 8 ein Fallen oder Gleichbleiben des Druckes kennzeichnen. Die Beobachtung soll stets die Luftdruckänderung **während der letzten 3 Stunden** vor der Beobachtung geben. Keine Mittelbildung auf eine Druckänderung pro Stunde!

Schlüsselzahl	Bedeutung
0	erst steigend, dann fallend; Luftdruck höher oder ebenso hoch wie vor 3 Stunden
1	erst steigend, dann gleichbleibend oder erst schnell, dann langsam steigend
2*	regelmäßig oder unregelmäßig steigend
3	erst fallend oder gleichbleibend, dann steigend oder erst langsam, dann schneller steigend
4*	gleichbleibend; Luftdruck ebenso hoch wie vor 3 Stunden
5	erst fallend, dann steigend; Luftdruck niedriger oder eben so hoch wie vor 3 Stunden
6	erst fallend, dann gleichbleibend oder erst schnell, dann langsam fallend
7*	regelmäßig oder unregelmäßig fallend
8	erst gleichbleibend oder steigend, dann fallend oder erst langsam, dann schneller fallend.

5appp

ppp Betrag der Luftdruckänderung in Zehntel Hektopascal

Der Betrag der Luftdruckänderung wird aus der Differenz zwischen dem Luftdruck vor drei Stunden und zum Beobachtungstermin errechnet.

Der Betrag der Luftdruckänderung wird stets dreistellig angegeben und rechtsbündig ggf. mit führenden Nullen eingetragen.

Beispiele:

			5appp
regelmäßig steigend	10,6 hPa	=	52106
regelmäßig steigend	3,6 hPa	=	52036
regelmäßig steigend	0,2 hPa	=	52002
gleichbleibend		=	54000

Kann die Luftdruckänderung (wegen fehlender Bezugspunkte) nicht ermittelt werden, ist **5////** zu melden.

$7wwW_1W_2$ **Gegenwärtiges Wetter und Wetterverlauf (vergangenes Wetter).**

7 Kennung der Gruppe

ww Gegenwärtiges Wetter

Zur Beschreibung des Wetterzustandes zum Beobachtungstermin bietet die Schlüsseltafel eine Skala mit 100 Möglichkeiten. Sie ist in Dekaden unterteilt, so daß man zunächst die Dekade aussuchen sollte, die dem aktuellen Wetter entspricht und dann erst die Zahl die dem Wetterzustand genau ausdrückt. Es muß immer das **Wetter zur Zeit der Beobachtung** eingetragen werden. Eine Ausnahme machen die Zahlen 20 bis 29. Diese Zahlen kennzeichnen Wettererscheinungen, die in der letzten Stunde vor der Beobachtung aufgetreten sind, zur Zeit der Beobachtung aber nicht mehr erkennbar sind. Außer dieser Dekade beziehen die Schlüsselzahlen 01 bis 03, 09, 18, 19, 30 bis 35, 40, 42 bis 47 und 91 bis 94 Wetterereignisse während der letzten Stunde vor der Beobachtung mit ein.

Einzelbemerkungen:

1. Passen mehrere Beschreibungen in der **ww** - Tabelle auf den zu verschlüsselnden Wetterzustand, so wählt man die höchste Zahl. Die dann in der Beobachtungsniederschrift nicht erkennbare Wettererscheinung muß unter "Ergänzende Bemerkungen" im Klartext erläutert werden.
   ww = 17 hat bei der Verschlüsselung jedoch den Vorrang vor **ww** = 20 - 49, und **ww** = 28 besitzt ggfs. Vorrang vor **ww** = 40.

2. **ww** = 00 bedeutet, daß aus irgendwelchen Gründen, z.B. wegen völliger Dunkelheit, die **Wolkenentwicklung** nicht beobachtet wurde oder nicht beobachtet werden konnte. Es bedeutet keinesfalls wolkenlos.

3. **ww** 02 und 03 sollen die **Entwicklung** kennzeichnen, sie werden ohne jede Bindung an Bedeckungsgrad verwendet.

4. Wenn die Zahlen 00, 01 und 02 **bei wolkenlosem Himmel** benutzt werden, haben sie folgende Bedeutung:

   00 = vorhergehende Entwicklung unbekannt,
   01 = Wolken haben sich in der vergangenen Stunde aufgelöst,
   02 = wolkenlos während der ganzen letzten Stunde.

5. Für die Anwendung der Zahlen **ww** = 04, 07 und 09 bestehen keine Einschränkungen wegen der Sichtweite, sie kann in diesen Fällen auch weniger als 1 km betragen.

ww Gegenwärtiges Wetter $7wwW_1W_2$

6. **ww** = 04 wird manchmal fälschlich für Dunst gesetzt, obwohl damit nur eine **nichtwetterbedingte** Sichtminderung zu beschreiben ist. Unter dieser Lufttrübungen sind Rauch, Vulkanasche oder ähnliches zu verstehen.

7. **ww** = 05 (trockener Dunst) wird nur verwendet, wenn die Trübung der Luft hauptsächlich durch feste Teilchen bewirkt wird und die relative Feuchte weniger als 80% beträgt. Dieser Fall tritt auf freier See selten ein. Diese Zahl wird also praktisch nicht in Anwendung kommen, es sei bei Fahrten dicht unter Land. Zu **ww** = 05 passen nur die Sichtstufen VV = 94 - 95. Für die Bestimmung der relativen Feuchte kann, falls sich keine Psychrometertafel an Bord befindet, nachfolgende Faustformel verwendet werden:

$$RF = 100 - 5 \text{ mal } (TT-T_dT_d)$$

8. **ww** = 06 wird immer dann angewendet, wenn Staubtrübungen auf freier See beobachtet werden. Dies kommt nicht selten vor; aufgewirbelter Wüstenstaub wird manchmal weit auf die offene See hinausgetragen. Die Sichtweite muß weniger als 1 km betragen.

9. **ww** = 07 bedeutet auf See Gischt an der Station.

10. **ww** = 10: Dunst, bei dem die Trübung hauptsächlich durch schwebende Wassertröpfchen hervorgerufen wird. Die Zahl darf nur angewendet werden, wenn die relative Feuchte 80% und mehr beträgt und wenn die Sichtstufen VV = 94 - 96 gegeben werden müssen. Geringere Sichttrübungen sollten nur in der Spalte "Ergänzende Bemerkungen" im Klartext gegeben werden. Zur Ermittlung der relativen Feuchte siehe unter 7.

11. **ww** = 11 und 12: flache Nebel-Schwaden oder- Bänke mit Sichtweiten geringer als 1 km.

12. **ww** = 13 beschreibt sichtbare Blitze, deren Donner an der Station nicht zu hören ist. Ferner wird mit dieser Zahl auch der Widerschein entfernter Blitze (Wetterleuchten) gekennzeichnet.

13. **ww** = 14: unter Fallstreifen ist das strähnig nach unten gezogene Ausfransen der Wolken zu verstehn. Dies entsteht durch Niederschlag, der im Fallen verdunstet und die Oberfläche der See nicht erreicht.

14. **ww** = 15: Niederschlag mehr als 6 km entfernt, Boden erreichend.
ww = 16: Niederschlag weniger als 6 km entfernt, Boden erreichend.

15. **ww** = 17 ist bei jedem Gewitter (Donner hörbar) zu verwenden, bei dem zur Zeit der Beobachtung an der Station **kein** Niederschlag fällt.
ww = 17 hat Vorrang vor den Zahlen **ww** = 20 bis 49.

ww Gegenwärtiges Wetter $7wwW_1W_2$

16. **ww** = 18 bedeutet nicht, wie oft irrtümlich angenommen wird, daß der herrschende Wind böig ist. **ww** = 18 soll gemeldet werden wenn während der letzten Stunde oder z.Zt. der Beobachtung, ohne daß Niederschlag gefallen ist oder fällt, die Windstärke plötzlich um mindestens 3 Beaufort-Stufen zunimmt, Stärke 6 oder mehr erreicht und mindestens 1 Minute dauert.

17. **ww** = 19 unter "Großtrombe" ist eine entwickelte Wasser- oder Windhose zu verstehen. "Da diese stets an Schauer oder Gewitter gebunden sind, deren Schlüsselziffern (80 - 99) Vorrang haben, können Großtromben nur unter "Ergänzende Bemerkungen" gemeldet werden".

18. **ww** = 20 bis 29 kennzeichnen Wettererscheinungen die in der letzten Stunde vor der Beobachtung, **nicht aber zur Zeit der Beobachtung,** aufgetreten sind. Ist z.B. **ww** = 25 eingetragen, so bedeutet dies, daß im Laufe der letzten Stunde vor der Beobachtung ein oder mehrere Regenschauer auftraten, daß es aber **zur Zeit der Beobachtung nicht mehr schauert.**

19. **ww** = 28 ist nur anzuwenden, wenn die Sichttrübung in der letzten Stunde, nicht zur Zeit der Beobachtung, wirklich durch Nebel d. h. durch kleine, schwebende Wasserteilchen und nicht durch irgendeine andere Erscheinung hervorgerufen wurde. (Hat ggfs. Vorrang vor **ww** = 40).

20. **ww** = 29 wird gemeldet, wenn in der letzten Stunde Gewitter auftrat. Ein Gewitter beginnt mit dem ersten hörbaren Donner. Es gilt als beendet, wenn während der letzten 15 Minuten vor Abgabe der Meldung kein Donner mehr gehört wurde.

21. **ww** = 30 bis 35 die Staub- oder Sandsturm kennzeichnet, unterscheiden sich von **ww** = 04 und 06 dadurch, daß sie sich nicht nur auf Sichtminderung, sondern zugleich auch auf die Windstärke beziehen und die Entwicklung der letzten Stunde beschreiben.

22. **ww** = 40 bis 49 umfassen die Beobachtung von Nebel zum Beobachtungstermin. Es sei nochmal darauf hingewiesen, daß auf Grund der meteorologischen Definition des Nebels die Sicht unter 1/2 sm liegen muß (sonst ist es kein Nebel). Wenn also in **ww** Nebel gegeben wird, so kommen für die Sicht nur die Stufen VV = 90 - 93 in Frage. Ausgenommen hiervon sind nur die Zahlen **ww** = 40 und 41 (**ww** = 28 hat ggfs. Vorrang vor **ww** = 40).

23. **ww** = 41: Nebelschwaden, die das Schiff ab und zu einhüllen oder so nahe sind, daß die Sichtweite geringer als 1 km war oder ist. Die Sichtweite zur Zeit der Beobachtung kann, wenn das Schiff sich gerade außerhalb der Schwaden befindet, natürlich größer sein als es die Sichtstufen VV= 90 bis 93 erfordern.

ww Gegewärtiges Wetter, Niederschläge, ww=50-99 $7wwW_1W_2$

24. Niederschlag **mit Unterbrechung** darf nur eingetragen werden, wenn der Niederschlag in der letzten Stunde vor der Beobachtungszeit nennenswert unterbrochen war. Im Zweifelsfall wird **Niederschlag ohne Unterbrechung** eingetragen.

25. Die Bestimmung der Stärke des Niederschlages (ob leicht, mäßig oder stark) richtet sich nach der in den letzten Minuten vor dem Beobachtungstermin und während des Termins aufgetretenen Intensität des Niederschlages.

26. Die Dekade 5 (**ww** = 50 bis 59) darf nur gewählt werden, wenn es sich um Sprühregen (bzw. bei 58 und 59 um Sprühregen mit Regen) handelt. Sprühregen ist ein Niederschlag aus zahlreichen winzig kleinen Tröpfchen, die fast in der Luft zu schweben scheinen. Sie sind in einer Pfütze oder auf einer nassen Fläche nicht sichtbar.
ww = 56 und 57 werden nur dann verwendet, wenn Sprühregen fällt der sich an Gegenständen oder an Deck als **Eis** niederschlägt (Glatteis).

27. Die Dekade 6 gilt nur für Regen, der weder Sprüh- noch ausgesprochenen Schauercharakter zeigt (Ausnahme **ww** = 68 und 69 Regen oder Sprühregen mit Schnee).
ww = 66 und 67 werden nur dann verwendet, wenn der Regen sich an Deck als **Eis** niederschlägt (Glatteis).

28. Die Dekade 7 wird nur für festen Niederschlag verwendet, der **nicht** Schauercharakter zeigt. **ww** = 70 und 71 sollen nur verwendet werden, wenn wenige Schneeflocken fallen durch die die Sicht nicht wesentlich beeinträchtigt wird.

29. Die Dekade 8 (Schauerniederschläge) und Schlüsselzahl **ww** = 90 werden verwendet, wenn der Schauercharakter des Niederschlages einwandfrei feststeht. Schauer setzen meist plötzlich mit größerer Stärke ein und sind im allgemeinen räumlich und zeitlich scharf abgegrenzt. Die Tropfen und damit auch die Intensität sind bei Schauern meist größer als bei sonstigen Regenformen. Im Zweifelsfalle muß der Niederschlag nach den Dekaden 5, 6 oder 7 verschlüsselt werden.

30. Niederschlag mit Unterbrechungen und Schauerniederschlag wird nicht immer auseinandergehalten. Als Richtlinie mag dienen: Bei Schauerwetter sind die Niederschlagszeiten verhältnismäßig kurz und die Pausen zwischen den Niederschlägen verhältnismäßig lang. Bei Niederschlag mit Unterbrechungen sind die Unterbrechungen verhältnismäßig kurz und die Niederschlagszeiten lang. Ferner gehört zu Schauerniederschlägen Quellbewölkung, während bei Niederschlag mit Unterbrechungen Schichtbewölkung die Regel ist.

31. Die **ww** - Zahlen 91 bis 99 werden nur bei Gewitter mit Niederschlag am Beobachtungsort angewendet. 91 bis 94 meldet man bei Niederschlag zur Zeit der Beobachtung, wobei das Gewitter nur während der letzten Stunde vor der Beobachtungszeit auftrat.

$7wwW_1W_2$

Die Angaben **leicht, mäßig** oder **stark** beziehen sich dabei auf die Intensität des Niederschlages. Bei den Zahlen **ww** = 95 - 99 muß zur Zeit der Beobachtung Gewitter sein, die Angaben **leicht, mäßig** oder **stark** beziehen sich dann auf die Häufigkeit der elektrischen Entladungen.

ww **Tabelle ww**

ww = 00 bis 49 **kein Niederschlag** an der Station zur Zeit der Beobachtung

ww = 00 bis 19 kein Niederschlag, Nebel oder Eisnebel (außer 11 und 12), kein Staubsturm, Schneefegen oder -treiben an der Station zur Zeit der Beobachtung oder während der letzten Stunde (Ausnahme 09 und 17).

00 - 03 nicht signifikantes Wetter

00	keine Wolkenentwicklung zu erkennen oder wegen Dunkelheit nicht feststellbar (siehe Bemerkung 2 und 4)	charakteristisches
01	Wolken im allgemeinen in Auflösung oder Rückentwicklung oder Wolken haben sich in der vergangenen Stunde aufgelöst, N=0)	Verhalten des Himmelsbildes in
02	Himmelsbild im ganzen unverändert (siehe Bemerkung 3 und 4)	der letzten Stunde
03	Wolken im allgemeinen in Bildung oder Weiterentwicklung (siehe Bemerkung 3))	

ab 04 signifikantes Wetter

04	Sichtverminderung durch Rauch (siehe Bemerkung 5 und 6)	
05	trockener Dunst (siehe Bemerkung 7)	trockener Dunst,
06	Staubdunst, Trübung der Luft durch Staub, der nicht an der Station oder in deren Nähe zum Beobachtungstermin aufgewirbelt wurde (siehe Bemerkung 8).	Staub, Sand oder Rauch,
07	bei Schiffen: Gischt an der Station (siehe Bemerkung 9)	auf See: Gischt
09	Staub- oder Sandsturm in der letzten Stunde an der Station oder zum Beobachtungstermin im Gesichtskreis	

ww Tabelle ww (Fortsetzung 1) $7wwW_1W_2$

10	feuchter Dunst (relative Feuchte über 80%, Sicht zwischen 1 und 10 km, siehe Bemerkung 10)	
11	einzelne Schwaden oder Bänke)	flacher Nebel oder Eisnebel an der Station (auf See: bis zu 10 m hoch)
12	mehr oder weniger zusammenhängend) (siehe Bemerkung 11)	
13	Wetterleuchten, kein Donner hörbar (siehe Bemerkung 12)	
14	Niederschlag der den Boden nicht erreicht (siehe Bemerkung 12)	
15	im mehr als 5 km entfernt)	den Boden erreichend
16	Gesichtskreis weniger als 5 km entfernt, aber nicht an der Station)	
17	Gewitter, aber kein Niederschlag zur Zeit der Beobachtung (siehe Bemerkung 14)	
18	Böen an der Station oder im Gesichtskreis (siehe Bemerkung 15)	
19	Großtromben, während der letzten Stunde oder zur Zeit der Beobachtung (siehe Bemerkung 16)	

ww = 20 bis 29 Niederschlag, Nebel, Eisnebel oder Gewitter an der Station in der letzten Stunde, aber nicht zur Beobachtungszeit (siehe Bemerkung 17)

20	Sprühregen (nicht gefrierend) oder Schneegriesel	nicht schauerartig
21	Regen (nicht gefrierend)	
22	Schnee	
23	Regen und Schnee oder Eiskörner	
24	Sprühregen oder Regen (gefrierend)	

ww Tabelle ww (Fortsetzung 2) $7wwW_1W_2$

25 Regenschauer

26 Schneeschauer, Schneeregenschauer

27 Hagel- oder Graupelschauer (auch Regen)

28 Nebel oder Eisnebel (siehe Bemerkung 18)

29 Gewitter (mit oder ohne Niederschlag) (siehe Bemerkung 19)

ww = 30 bis 39 Staub- oder Sandsturm, Schneefegen und Schneetreiben (siehe Bemerkung 20)

30	leichter oder	hat in der letzten Stunde nachgelassen
31	mäßiger Staub- oder Sandsturm	keine wesentlichen Änderungen in der letzten Stunde
32		hat in der letzten Stunde begonnen oder zugenommen
33	schwerer	hat in der letzten Stunde nachgelassen
34	Staub- oder Sandsturm	keine wesentlichen Änderungen in der letzten Stunde
35		hat in der letzten Stunde begonnen oder zugenommen
36	leichtes oder mäßiges Schneefegen	im allgemeinen niedrig bleibend (unter Augenhöhe)
37	starkes Schneefegen	
38	leichtes oder mäßiges Schneetreiben	im allgemeinen hochreichend (über Augenhöhe)
39	starkes Schneetreiben	

ww Tabelle **ww** (Fortsetzung 3) $7wwW_1W_2$

ww = 40 bis 49 Nebel oder Eisnebel zur Zeit der Beobachtung (siehe Bemerkungen 21 und 22)

40 Nebel oder Eisnebel im Gesichtskreis zur Zeit der Beobachtung, aber nicht an der Station während der letzten Stunde; über die Höhe des Beobachters hinausreichend (beachte, daß **ww** =28 ggfs. Vorrang besitzt)

41 Schwaden von Nebel oder Eisnebel (siehe Bemerkung 23)

42 Nebel oder Eisnebel, Himmel erkennbar)) in der letzten Stunde
43 Nebel oder Eisnebel, Himmel nicht erkennbar) dünner geworden)

44 Nebel oder Eisnebel, Himmel erkennbar)) keine wesentlichen
45 Nebel oder Eisnebel, Himmel nicht erkennbar) Änderungen in der) letzten Stunde

46 Nebel oder Eisnebel, Himmel erkennbar) hat in der letzten) Stunde eingesetzt
47 Nebel oder Eisnebel, Himmel nicht erkennbar) oder ist dichter) geworden

48 Nebel oder Eisnebel, Himmel erkennbar)) schlägt sich als
49 Nebel oder Eisnebel, Himmel nicht erkennbar) Rauhfrost nieder) (Rauheis)

ww = 50 bis 99 **Niederschlag** an der Station zur Zeit der Beobachtung (siehe Bemerkung 24 und 25)

ww = 50 bis 59 Sprühregen (Nieseln) zur Zeit der Beobachtung (siehe Bemerkung 25)

50) leichter Sprühregen) mit Unterbrechung
) (nicht gefrierend))
51)) ohne Unterbrechung

52) mäßiger Sprühregen) mit Unterbrechung
) (nicht gefrierend))
53)) ohne Unterbrechung

54) starker (dichter)) mit Unterbrechung
) Sprühregen (nicht)
55) gefrierend)) ohne Unterbrechung

ww Tabelle ww (Fortsetzung 4) $7wwW_1W_2$

56)	Sprühregen)	leicht
)	(gefrierend))	
57)	)	mäßig oder stark
58)	Sprühregen mit)	leicht
)	Regen)	
59)	)	mäßig oder stark

ww = 60 bis 69 Regen zur Zeit der Beobachtung (siehe Bemerkung 26)

60)	leichter Regen)	mit Unterbrechung
)	(nicht gefrierend))	
61)	)	ohne Unterbrechung
62)	mäßiger Regen)	mit Unterbrechung
)	(nicht gefrierend))	
63)	)	ohne Unterbrechung
64)	starker Regen)	mit Unterbrechung
)	(nicht gefrierend))	
65)	)	ohne Unterbrechung
66)	)	leicht
)	Regen (gefrierend))	
67)	)	mäßig oder stark
68)	Regen oder)	leicht
)	Sprühregen)	
69)	und Schnee)	mäßig stark

ww Tabelle ww (Fortsetzung 5) $7wwW_1W_2$

ww = 70 bis 79 Niederschlag in fester Form, nicht schauerartig, zur Zeit der Beobachtung (siehe Bemerkung 27)

70)	)	mit Unterbrechung
) leichter Schneefall	)	
71)	)	ohne Unterbrechung
72)	)	mit Unterbrechung
) mäßiger Schneefall	)	
73)	)	ohne Unterbrechung
74)	)	mit Unterbrechung
) starker Schneefall	)	
75)	)	ohne Unterbrechung
76 Eisprismen	)	
	)	
77 Schneegriesel	)	mit oder ohne
	)	
78 vereinzelte Schneesterne	)	Nebel
79 Eiskörner		

ww = 80 bis 90 Schauer ohne Gewitter (siehe Bemerkungen 28 u. 29)

80)	)	leicht
)	)	
81) Regenschauer	)	mäßig oder stark
)	)	
82)	)	sehr stark
83)	)	leicht
) Schneeregenschauer	)	
84)	)	mäßig oder stark
85)	)	leicht
) Schneeschauer	)	
86)	)	mäßig oder stark

ww Tabelle ww (Fortsetzung 6) 7wwW$_1$W$_2$

87	Graupelschauer mit oder ohne Regen bzw. Schneeregen	leicht
88		mäßig oder stark
89	Hagelschauer mit oder ohne Regen bzw. Schneeregen (ohne Donner)	leicht
90		mäßig oder stark

ww = 91 bis 99 Gewitter während der letzten Stunde oder zur Zeit der Beobachtung (siehe Bemerkung 30)

91	leichter Regen zur Zeit der Beobachtung	Gewitter während der letzten Stunde, aber nicht zur Zeit der Beobachtung
92	mäßiger oder starker Regen zur Zeit der Beobachtung	
93	leichter Schnee oder Schneeregen, Graupeln oder Hagel zur Zeit der Beobachtung	
94	mäßiger oder starker Schnee oder Schneeregen, Graupeln oder Hagel zur Zeit der Beobachtung	
95	leichtes oder mäßiges Gewitter ohne Hagel und Graupeln, aber mit Regen oder Schnee oder Schneeregen	Gewitter zur Zeit der Beobachtung
96	leichtes oder mäßiges Gewitter mit Hagel oder Graupeln	
97	starkes Gewitter mit Regen oder Schneeregen	
98	Gewitter mit Staub- oder Sandsturm	
99	starkes Gewitter mit Hagel oder Graupeln	

$7wwW_1W_2$

W_1W_2 Wetterverlauf (vergangenes Wetter)

Durch W_1W_2 soll die **Wetterentwicklung** seit dem letzten Hauptermin (00, 06, 12 und 18 Uhr UTC) beschrieben werden, die vor dem mit ww erfaßten aktuellen Wettergeschehen ablief.

Beobachtungstermin	Wetterverlauf seit
03 Uhr UTC	00 Uhr UTC
06 Uhr UTC	00 Uhr UTC
09 Uhr UTC	06 Uhr UTC
12 Uhr UTC	06 Uhr UTC
15 Uhr UTC	12 Uhr UTC
18 Uhr UTC	12 Uhr UTC
21 Uhr UTC	18 Uhr UTC
00 Uhr UTC	18 Uhr UTC

Unter W_1 soll die höhere Schlüsselzahl und unter W_2 die nächstniedrigere eingetragen werden.

Wenn nur eine Schlüsselzahl für den Wetterverlauf zutrifft, so ist sie unter W_1 und W_2 zu melden.

Eine (wegen Dunkelheit) unbeobachtete Wetterentwicklung wird durch einen Schrägstrich (/) gekennzeichnet.

Tabelle: W_1W_2

Schlüsselzahl	Bedeutung (0 bis 2 = nicht signifikantes Wetter)
0	Gesamtbedeckung während des ganzen Zeitraums nicht größer als 4/8
1	Gesamtbedeckung zeitweise 4/8 oder darunter und zeitweise über 4/8
2	Gesamtbedeckung dauernd größer als 4/8
3	Staubsturm, Sandsturm oder Schneetreiben
4	Nebel, Eisnebel oder dichter trockener Dunst bzw. Rauch mit Sicht unter 1 km
5	Nieseln
6	Regen
7	Schnee oder Schnee mit Regen vermischt
8	Schauer
9	Gewitter mit oder ohne Niederschlag

$8N_hC_LC_MC_H$ Wolken

Diese Schlüsselgruppe wird **nicht** gemeldet, wenn

- wolkenloser Himmel beobachtet wird (N = 0, h = 9)
- der Himmel nicht erkennbar ist (N = 9 und/oder h = /).

8 Kennung der Gruppe

N_h Bedeckungsgrad mit allen tiefen Wolken (C_L-Wolken) oder, falls nicht vorhanden, mit mittelhohen (C_M) Wolken.

Einzelbemerkungen:

1. Die anzuwendende Skala ist dieselbe wie für die Gesamtbedeckung (siehe Gruppe Nddff, Seite 12).

2. Wenn sich ergibt, daß tiefe Wolken in verschiedenen Niveaus vorhanden sind, so ist als Bedeckungsgrad der Betrag anzugeben, den diese Wolken gemeinsam einnehmen.

3. Sind weder tiefe noch mittelhohe Wolken vorhanden, so wird $N_h = 0$ gesetzt.

4. $N_h = 0$ wird auch gemeldet, wenn das Schiff in Nebel gehüllt ist unter der Voraussetzung, daß blauer Himmel oder Sterne durchschimmern und oberhalb des Nebels keine Spur von Wolken zu erkennen ist.

5. Schimmern jedoch Wolken durch den Nebel, so soll man versuchen, den Betrag der tiefen Wolke abzuschätzen und ihn so als Bedeckungsgrad mit tiefen Wolken eintragen als wenn kein Nebel vorhanden wäre.

$C_LC_MC_H$ <u>Allgemeines über Wolken</u>

Die Wolken sind ein wichtiges Kennzeichen für die Art der Luftmasse. Kaltluft wird vornehmlich durch Quellformen (Cumulus), Warmluft durch Schichtformen (Stratus) erkennbar.

Es ist beim Bestimmen der Wolken zu beachten, daß die Bilder der Wolkentafel die Hauptarten in möglichst reiner Form darstellen. In der Praxis werden verschiedene Übergangsformen zwischen diesen Hauptarten beobachtet. Erst eine längere Erfahrung bringt die Sicherheit, eine Wolkenart ohne gründlichen Vergleich mit Bild und Beschreibung zu bestimmen.

$C_L C_M C_H$ Wolken $8N_h C_L C_M C_H$

Beim Übergang von der Beobachtung zur Verschlüsselung soll der für die Beurteilung des atmosphärischen Zustandes bedeutsame Bewölkungsanteil herausgestellt werden. Dafür haben die einzelne Schlüsselzahlen ein ihrer Bedeutung entsprechendes Gewicht erhalten. Ihre rangmäßige Reihenfolge ist international festgelegt und lautet wie folgt:

Rang	C_L-Bewölkung	C_M-Bewölkung		C_H-Bewölkung	
		ohne Ac	mit Ac	ohne Cs	mit Cs
1.	9	2 1	9	9	9
2.	3		8	4	7
3.	4		7a	3	8
4.	8		6	1 2	6
5.	2		5		5
6.	1 5 6 7		4		
7.			7b		
8.			3 7c		

Danach sind die Wolkenarten mit dem höchsten Rang zuerst zu verschlüsseln, unabhängig von ihrer Menge. Nur bei Wolken mit gleicher Rangstufe (nebeneinander stehende Ziffern) entscheidet bei der Verschlüsselung der Bedeckungsgrad, d.h. man muß dann diejenige Wolkenart bevorzugen, die vorherrschend ist bzw. das Himmelsbild in der betreffenden Höhenlage charakterisiert.

Das alles wird sehr erleichtert, wenn der Beobachter sich bei der Betrachtung der Wolken nicht nur auf die Zeiten der Beobachtungstermine beschränkt, sondern laufend Gestalt und Entwicklung des Himmelsbildes verfolgt.

Grundsätzlich gilt für alle Wolkenbeobachtungen:

1. Es dürfen nur Wolken eingetragen werden, die auch wirklich beobachtet wurden. Vermutungen oder Annahmen aufgrund der Wetterentwicklung, ohne die Wolkenarten gesehen zu haben, sind keine Beobachtung.

2. Wolken in höheren Schichten, die durch große und zahlreiche Lücken in der tieferen Schicht zu erkennen sind, werden so verschlüsselt, als ob die tiefere Schicht nicht vorhanden wäre.

3. Ist bei dünnem Bodennebel Bewölkung erkennbar, so wird sie so verschlüsselt als ob kein Nebel vorhanden wäre.

$8N_hC_LC_MC_H$

C_L Tiefe Wolken (Stratocumulus, Stratus, Cumulus, Cumulonimbus)

Erklärungen zu den einzelnen Schlüsselziffern:

Schlüsselziffer 0 bedeutet, daß keine Stratocumulus-, Stratus-, Cumulus- und Cumulonimbuswolken am Himmel sind. Das heißt nicht, daß der Himmel wolkenlos sein muß; es können mittelhohe und hohe Wolken in beliebiger Menge vorhanden sein, die dann in den entsprechenden Spalten vermerkt werden müssen.

Schlüsselziffer 1. Cumulus humilis, Cumulus fractus. Es sind dichte meist einzeln stehende Wolken mit geringer vertikalen Entwicklung, deren oberer Teil beim Cu humilis eine Kuppe bildet, während die Unterseite fast horizontal liegt. Die Wolke ist im allgemeinen scharf begrenzt.
Wenn sie der Sonne gegenübersteht, so sind die Flächen glänzender als die Ränder der Auswüchse. Kommt das Licht von der Seite, so zeigt sie starke Schatten. Vor der Sonne stehend, erscheint sie dunkel mit hellem Rand. Den Anfang und das Ende der Cumulusentwicklung stellen helle, zerrissene Fetzenwolken dar, die wie ein zerrissener Cumulus aussehen, der Cumulus fractus. Cu humilis und Cu fractus sind die niedrigen Wolken des Schönwetterhimmels über See.

Schlüsselziffer 2. Cumulus mediocris oder congestus ist eine mäßig bis stark aufquellende Haufenwolke. Es gilt grundsätzlich das gleiche, was für den Schönwettercumulus gesagt wurde, nur daß sie mächtigere, turmartige Formen zeigt mit "blumenkohlartigen" Quellungen an der Oberseite. Über diesen Quellformen liegen manchmal Kappen oder kleine Schleier **ohne amboßförmige Verbreiterung.** Ist eine solche Amboßform vorhanden, so handelt es sich um eine andere Wolkenform ($C_L = 9$). Aus dem Cumulus congestus können bereits Schauer fallen, obgleich der Gesamtcharakter des zu dieser Wolke gehörenden Wetters noch schön genannt werden muß. Zugleich sind oft gewöhnliche Cumulus-, Stratocumulus- und Cumulus fractus Wolken am Himmel. Sämtliche Untergrenzen liegen in gleicher Höhe.

Schlüsselziffer 3. Cumulonimbus calvus, ein "kahler" Cumulonimbus. Er ist die Weiterentwicklung des Cumulus congestus. Das Hauptmerkmal, das diese Wolkenart vom Cumulus congestus unterscheidet, ist die beginnende Vereisung der Gipfel, die die scharfen Konturen der Quellformen verwischt. Auch bei dieser Wolkenform darf es noch **nicht zur Ausbildung eines Ambosses gekommen sein.** Aus einem Cumulonimbus calvus können bereits schwere Schauer fallen. Häufig treiben an der Unterseite der Wolke noch dünne Fetzen (Stratus fractus oder Cumulus fractus). Gleichzeitig kann Stratus- oder Stratocumulusbewölkung mit verschiedenen Untergrenzen auftreten.

$8N_h C_L C_M C_H$

C_L Tiefe Wolken, Erklärungen (Fortsetzung 1)

Schlüsselziffer 4. Stratocumulus cumulogenitus.
Der Stratocumulus cumulogenitus ist eine Wolke, die durch Ausbreitung von Cumuluswolken entstanden ist. Die fertige Stratocumuluswolke sieht etwa aus wie ein plattgedrückter Cumulus, dem die Quellhöker fehlen. Manchmal bedecken solche Schollen oder Ballen den ganzen oder fast den ganzen Himmel. Die einzelnen Ballen sind ziemlich dick, nicht scharf begrenzt und grau mit dunklen Partien. Manchmal ist eine solche Schicht weniger dick mit Lücken blauen Himmels oder noch deutlichen Aufhellungen, manchmal ist sie geschlossen, aus dicken Ballen oder dunklen Klumpen bestehend, die an der Unterseite noch Höker tragen. Es besteht ein stetiger Übergang zwischen Stratocumulus und Altocumulus einerseits und Stratocumulus und Stratus andererseits. Die zweite Hauptform ist eine meist langgestreckte und ziemlich flache Wolke,die sich gegen Abend durch Zusammensinken der Gipfel der Cumuli bildet. Cumuli sind oft noch gleichzeitig am Himmel. Die Wolke darf aber nicht mit dem später zu beschreibenden Altocumulus lenticularis ($C_M = 4$) verwechselt werden.

Schlüsselziffer 5. Auch diese Schlüsselziffer bedeutet Stratocumulus, aber einen Stratocumulus der **nicht** durch Ausbreiten von Cumulus entstanden ist. Der Stratocumulus muß sorgfältig beachtet werden, weil er sowohl verteilt am Schönwetterhimmel und auch als geschlossene Wolkendecke vorkommen kann, und weil er einmal durch Ausbreitung von Cumuli entstanden sein kann, ein ander Mal nicht. Als Richtlinie mag dienen, daß geschlossene oder fast geschlossene Wolkendecken meistens zur Schlüsselziffer 5 gehören. Die meisten der regelmäßig angeordneten Wolkenteile (Schollen, Ballen) haben eine Breite von mehr als 5 Grad.

Schlüsselziffer 6. Stratus nebulosus oder Stratus fractus.
Der Stratus ist die reinste Form der Schichtwolke. Er ist eine ganz gleichmäßige Wolkenschicht, ein Nebel, der nicht auf dem Boden aufliegt. Der Himmel zeigt ein einförmiges, nebliges Aussehen, deshalb auch Stratus nebulosus.
Wenn aus dieser Wolke Niederschlag fällt, so ist es immer ein Sprühregen, d.h. ganz feine Tröpfchen in großer Zahl, im Winter auch Griesel. Allerdings zeigt die Wolke Stellen, die weniger dunkel aussehen, weil die Wolke dort weniger dick ist. Im Gegensatz zu einer geschlossenen Stratocumulusdecke sind diese Unterschiede verwischt und unbestimmt und erwecken nicht den Eindruck, daß sich die Schicht aus einzelnen Ballen oder Schollen zusammensetzt. Solch eine Schicht kann aufreißen und schließlich das Endbild des Stratus fractus zeigen. Der Stratus fractus und der Cumulus fractus haben den Charakter von Wolkenfetzen, nur daß der Stratus fractus noch dünner, zerrissener und flacher wirkt als der Cumulus fractus, dessen kompakterer Form man die Verwandtschaft mit dem Cumulus immer noch ansieht.
Der Stratus fractus kann sowohl allein auftreten als Rest einer aufgelösten Stratusdecke, als auch in Form von unter einer geschlossenen Stratusdecke niedrig treibender Fetzen. Es dürfen aber nicht die unter der nächsten Schlüsselziffer behandelten Schlechtwetter-Stratus fractus oder Schlechtwetter-Cumulus fractus sein.

C_L Tiefe Wolken, Erklärunen (Fortsetzung 2) $8N_hC_LC_MC_H$

Schlüsselziffer 7. Schlechtwetter-Stratus fractus oder Schlechtwetter-Cumulus fractus oder beides. Es handelt sich dabei um niedrige Wolkenfetzen von grauem oder dunklem Aussehen, die unter einer Decke höherer Schlechtwetterwolken treiben und niemals ohne diese vorkommen können. Eine allein am Himmel treibende Stratus fractus- oder Cumulus fractus Wolke fällt unter Schlüsselziffer $C_L = 6$ bzw. $C_L = 1$. Aus der über den Stratus-fractus oder Cumulus fractus- Wolken liegenden Altostratus-, Stratus- oder Nimbostratusdecke wird es normalerweise regnen. Wenn Schlüsselziffer $C_L = 7$ nie allein am Himmel sein kann, so folgt ferner, daß sie auch nie als geschlossene Decke vorkommen kann, denn dann wäre es keine Fetzenwolke mehr. Es darf also, wenn diese Schlüsselziffer gegeben wird, nie zugleich $N_h = 8/8$ sein, wohl aber muß unter C_M eine geschlossene Wolkendecke eingetragen werden. Das Himmelsbild wird etwa so aussehen: Es ist eine mittelhohe geschlossene Altostratusdecke vorhanden, die als $C_M = 2$ und unter N mit 8/8 verschlüsselt wird. Darunter bleiben die als $C_L = 7$ zu verschlüsselnden Fractuswolken, deren Menge unter N_h angegeben wird und immer **weniger** als 8/8 ist. Handelt es sich aber nicht um eine Altostratus-, sondern um eine Nimbostratusdecke, die tiefer als 2000 m herabhängt, so muß auch diese als $C_M = 2$ bezeichnet werden. Da sich aber die Angabe der Wolkenhöhe h nicht auf die Untergrenze der Nimbostratusdecke, sondern auf die Untergrenze der als $C_L = 7$ verschlüsselten Wolkenfetzen bezieht, gibt der Schlüssel keine Auskunft darüber, daß es sich um eine Nimbo- und nicht um eine Altostratusdecke handelt. Dies muß dann unter "Ergänzende Bemerkungen" erläutert werden. In jedem Fall wird das Himmelsbild trübe und dunkel sein, meistens mit andauerndem, großtropfigem Regen.

Schlüsselziffer 8. Cumulus zusammen mit einem Stratocumulus, der nicht durch Ausbreitung von Cumulus entstanden ist. Meistens zeigt das Himmelsbild, daß unter einer höheren, fast geschlossenen oder ganz geschlossenen Stratocumulusdecke einzelne Cumuli schwimmen. Die Cumuli können auch in den Stratocumulus eindringen und ihn sogar durchstoßen.

$8N_hC_LC_MC_H$

C_L Tiefe Wolken, Erklärungen (Fortsetzung 3)

Schlüsselziffer 9. Der Cumulonimbus capillatus (häufig mit Amboß) mit oder ohne Cumulus, Stratocumulus, Stratus oder Pannus (Schlechtwetterfetzen) ist die Weiterentwicklung des Cumulonimbus calvus. Er unterscheidet sich von diesem durch die Ausbreitung des vereisten Wolkengipfels, der schließlich den charakteristischen "Amboß" bildet. Bei starken Vertikalbewegungen in der Wolke kann dieser Cirrusschirm noch einmal von Quellungen durchstoßen werden. Es kommt dann in einem noch höheren Niveau zur Ausbildung eines zweiten Cirrusschirmes. Der Cumulonimbus capillatus ist die typische Gewitterwolke und von solcher Ausdehnung, daß nahegelegene Wolken dieser Art vielfach den größten Teil des Himmels bedecken. An der Unterseite treiben oft Stratus fractus und Cumulus fractus-Wolken. Normalerweise sieht man die Wolke vorher aufziehen. An der Vorderseite hat sie oft eine Böenwalze (auch Böenkragen genannt), eine blauschwarze, wulstige Wolkenrolle, unter der harte Böen, gefolgt von z.T. schweren Schauerniederschlägen einsetzen.

/ wird gegeben, wenn niedrige Wolken wegen Dunkelheit, Nebel oder ähnlicher Erscheinungen nicht erkennbar sind.

C_M Mittelhohe Wolken (Altocumulus, Altostratus und Nimbostratus)

Erklärungen zu den einzelnen Schlüsselziffern:

Schlüsselziffer 0 bedeutet, daß keine Altocumulus-, Altostratus- und Nimbostratuswolken am Himmel sind.

Schlüsselziffer 1. Der Altostratus translucidus ist ein dünner, gleichmäßiger, faseriger oder streifiger Schleier von mehr oder weniger grauer oder bläulicher Färbung. Sonne und Mond scheinen als Scheibe ohne scharfe Umrandung wie durch Mattglas hindurch und lassen keine scharfe Schatten mehr entstehen. Die Wolke bedeckt meistens den ganzen Himmel. Beim Altostratus können Sonne und Mond wohl einen Hof haben, aber keinen Halo (Ring, der sie im größerem Radialabastand umgibt), der nur beim Cirrostratus vorkommt. Der Altostratus ist eine Wasser- oder Mischwolke, der Cirrostratus immer eine Eiswolke.

$8N_hC_LC_MC_H$

C_M Mittelhohe Wolken, Erklärungen (Fortsetzung 1)

Schlüsselziffer 2. Altostratus opacus (dichter Altostratus) oder Nimbostratus. Der dichte **Altostratus** ist im Wesen die gleiche Wolke wie der dünne Altostratus. Sie hat faserige, grob filzartige oder manchmal auch gar keine Struktur. Sonne und Mond sind zeitweise noch als hellere Stellen erkennbar. Manchmal fällt Regen oder Schnee aus dem Altostratus, wenngleich nicht stark. Erreicht der Niederschlag nicht den Boden, sieht die Unterseite der Wolke unscharf und naß aus, weil überall Fallstreifen herabhängen. Wenn der Niederschlag intensiv wird, so bedeutet das, daß die Wolkenschicht sehr dick geworden ist, sie ist dann zum **Nimbostratus** geworden. Dieser ist eine gleichmäßige tiefe Regenwolke von fast einheitlichem, dunkelgrauem Aussehen, die keine Teile mit weißem Glanz und keine Stellen mit faseriger Struktur zeigt. Meistens fällt anhaltender Regen oder Schnee. Sehr oft bilden sich unter dem Nimbostratus Cumulus fractus- oder Stratus fractus-Wolken, die zunächst als einzelne Fetzen treiben, dann zahlreicher werden, sich aber nie zu einer Decke schließen.

Man kann durch breite Lücken immer noch den Nimbostratus sehen. Da für dichten Altostratus und für Nimbostratus dieselbe Schlüsselziffer gilt, läßt sich die geltende Wolkenart nur dann durch die Wolkenhöhe kenntlich machen, wenn keine Stratus fractus- oder Cumulus fractus-Wolken vorhanden sind. Sind solche vorhanden, so muß sich die verschlüsselte Wolkenhöhe auf deren Untergrenze beziehen, man kann aus der Schlüsselziffer nicht ersehen, ob ein Altostratus oder ein Nimbostratus gemeint ist. Dies geht dann indirekt aus der Schlüsselzahl des gemeldeten Niederschlages hervor (z.B. 61 beim Altostratus, 63 oder 65 beim Nimbostratus).

Schlüsselziffer 3. Der dünne Altocumulus (Altocumulus translucidus) bildet meistens eine einzige Wolkenschicht aus flachen Ballen, Walzen oder Lamellen, die schon der größeren Höhe wegen kleiner und zierlicher erscheinen als beim Stratocumulus. Die meistens Ballen oder Schollen haben ein Breite von 1 bis 5 Grad. Es sind nirgends zinnenförmige oder cumulusartige Quellungen zu sehen. Die Wolke ändert sich in ihren Einzelheiten kaum. Die Helligkeit ist von Punkt zu Punkt sehr verschieden und schwankt zwischen blendendem Weiß und dunklem Grau. Es ist für diese Wolkengattung charakteristisch, daß die Ränder der dünnen durchsichtigen Teile irisieren, d.h. wie Perlmutt glänzen. Die Einzelteile sind oft zusammengeschoben, doch ist zwischen ihnen fast immer das Blau des Himmels zu erkennen.

Schlüsselziffer 4. Altocumulus lenticularis. Die Form dieser Wolkenbänke ist linsen-, mandel- oder fischförmig. Es sind einzelne an Größe abnehmende Bänke. Die Wolken sind meistens über dem Himmel verteilt und ändern sich fortwährend. Sie haben scharf begrenzte Ränder, die häufig irisieren. Sie sind häufig im Lee gebirgiger Küsten und Inseln zu beobachten.

$8N_hC_LC_MC_H$

C_M Mittelhohe Wolken, Erklärungen (Fortsetzung 2)

Schlüsselziffer 5. Altocumulus (translucidus, opacus). Eine Wolke in parallelen Streifen oder Wellen, die sich zunehmend über den ganzen Himmel ausbreitet und im Gesamteindruck dichter wird. Das wichtigste Merkmal ist die Bewegung und damit der Charakter des **Heraufziehens,** mit dem diese Wolke eine Wetterverschlechterung ankündigt. Mit dem allmählichen Dichterwerden nimmt die Wolke ein dunkleres Aussehen an und wird dann als Altocumulus opacus bezeichnet. Sie kann auch doppelt geschichtet sein und heißt dann Altocumulus duplicatus.

Schlüsselziffer 6. Der Altocumulus cumulogenitus ist eine Wolke, die durch Abplattung und Ausbreitung der Köpfe von Cumuluswolken entstanden ist. Der Beobachter muß, wenn er diese Wolkenart richtig erfassen will, die Entwicklung dauernd verfolgt haben, denn wenn die Entwicklung zur Decke abgeschlossen ist, ist schwer zu entscheiden wie, sie zustandegekommen ist.

Schlüsselziffer 7. ist zu verwenden, wenn eine der nachfolgenden Wolkenarten auftritt:

a. ein Altocumulus duplicatus, wie er oben beschrieben wurde, der sich **nicht** ausbreitet,

b. ein Altocumulus opacus, wie er oben beschrieben wurde, der sich aber **nicht** ausbreitet, d. h. keinen Aufzugscharakter zeigt,

c. ein Altocumulus, zusammen mit Altostratus oder Nimbostratus oder beiden.

Das wesentliche bei dieser Schlüsselziffer ist, daß im Gegensatz zu $C_M = 5$ die gleichausehenden Wolkenarten sich nicht ausdehnen, also nicht als Vorzeichen einer Wetterveränderung gewertet werden dürfen.

Schlüsselziffer 8. Altocumulus floccus oder Altocumulus castellanus. Der Altocumulus floccus besteht aus Flocken oder zerfransten Bällchen, die kleinen, mehr oder weniger zerissenen Cumulus fractus-Wolken ohne deutliche Untergrenze ähneln, jedoch über 2500 m hoch sind. Der Altocumulus castellanus zeigt kleine, cumulusartige Aufquellungen, die auf Reihen oder Streifen von Altocumuluswolken als gemeinsamer Basis aufgesetzt sind und wie die Zinnen eines Turmes aussehen. Beide Wolkenarten sind unter einer Schlüsselziffer zusammengefaßt, weil beide Anzeichen einer labil geschichteten Atmosphäre sind. Werden sie morgens beobachtet, so ist im Laufe des Tages mit einiger Wahrscheinlichkeit mit Schauern oder Gewittern zu rechnen.

C_M Mittelhohe Wolken, Erklärungen (Fortsetzung 3)

Schlüsselziffer 9. Altocumulus bei chaotischem Himmel. Der Ausdruck "chaotisch" hat nicht die Bedeutung "aufgewühlt", sondern will kennzeichnen, daß viele Wolkenarten nebeneinander am Himmel sind, von denen keine besonders vorherrscht. Man meldet $C_M = 9$, wenn z. B. Altocumuli in verschiedenen Niveaus zusammen mit anderen Wolkenarten, z.B. dichten, verworrenen Cirren und Cumuli, vorhanden sind.

/ wird gegeben, wenn mittelhohe Wolken wegen Dunkelheit, Nebel, Staubsturm oder ähnlicher Erscheinungen oder - wie es oft der Fall ist - wegen des Vorhandenseins einer Decke niedrigerer Wolken nicht erkennbar sind. Es darf in dem letztgenannten Fall niemals 0 gegeben werden, da dies ja bedeuten würde, daß keine mittelhohen Wolken vorhanden sind. Verhindert aber eine tiefere Wolkendecke den Einblick in mittelhohe Niveaus, so kann man darüber nichts aussagen.

C_H Hohe Wolken (Cirrus, Cirrocumulus, Cirrostratus)

Erklärungen zu den einzelnen Schlüsselziffern:

Schlüsselziffer 0. Es sind keine Cirrus, Cirrocumulus- und Cirrostratuswolken am Himmel.

Schlüsselziffer 1. Beim Cirrus fibratus handelt es sich um zarte Schönwettercirren. Es sind mehr oder weniger geradlinige oder unregelmäßig gekrümmte Fasern, Fäden oder Strähnen die an den Enden sehr fein sind, keine ausgeprägten Haken oder Büschel tragen und untereinander keine Verbindung haben. Die Wolke ist fast immer weiß und meist von einem seidenartigen Glanz. Sie werfen keine Schatten und schwächen das Sonnenlicht kaum. Diese Fäden und Strähnen können über den ganzen Himmel verteilt sein, sie nehmen nicht an Menge zu. Alle Cirruswolken bestehen aus Eiskristallen. Es kann deshalb an ihnen nie ein Regenbogen beobachtet werden, der sich ja an fallenden Regentropfen in den untersten Atmosphärenschichten bildet.

Schlüsselziffer 2. Cirrus spissatus. Es handelt sich um dichte Wolken mit ausgefransten Rändern, in Bänken oder verfilzten Bündeln, die z. T. den Resten der oberen Teile eines Cumulonimbus ähneln. Sie sind jedoch nicht aus Cumulonimben entstanden. Manchmal sind es auch Cirren mit turm- oder zinnenartigen Auswüchsen oder mit cumulusartigen Quellungen.

Achtung! Die Wolke erscheint oft so dicht, daß sie bei oberflächlicher Beobachtung mit Wolken in mittlerer oder niederer Höhe verwechselt werden kann.

C_H Mittelhohe Wolken, Erklärungen (Fortsetzung 4)

Schlüsselziffer 3. Der Cirrus spissatus cumulonimbogenitus ist der Rest eines Cumulonimbus, der noch häufig die Amboßform erkennen läßt oder doch die Entstehung aus einem solchen. Dabei sind die unteren Teile des Cumulonimbus entweder bereits verschwunden oder der Ci spissatus steht mit den Resten der unteren Teile nicht mehr in Verbindung. Auch Cirren mit turmartigen Auswüchsen oder mit cumulusartigen Quellungen werden als $C_H = 3$ verschlüsselt. Cirrus spissatus kann so dicht sein, daß die Sonne völlig abgedeckt wird und die Wolke grau erscheint.

Schlüsselziffer 4. Cirrus uncinus (oft zusammen mit Cirrus fibratus), bildet Fäden oder Strähnen, die die Form einer Schlittenkufe oder eines Hakens haben. Das Ende ist zu einer Spitze oder einem Büschel ausgezogen, das sich wie eine Kralle nach oben krümmt. Die Wolke breitet sich allmählich über den Himmel aus und wird im Gesamteindruck dichter, sie ist das Anzeichen für eine Wetterverschlechterung.

Schlüsselziffer 5. Cirrus und Cirrostratus oder Cirrostratus allein. (Erläuterung für Cirrostratus unter Schlüsselziffer $C_H = 7$). Die Wolken sind meistens in Banden angeordnet, die nach dem Horizont zusammenlaufen. Sie breiten sich allmählich aus und werden im Gesamteindruck dichter, sind aber mit ihrer Vorderkante vom Horizont aus gerechnet, noch unter 45 Grad. Das Merkmal für diese Schlüsselziffer ist, daß die Wolke sich bewegt und zunimmt. Sie scheint auf den Beobachter zuzuwandern.

Schlüsselziffer 6. Ist die gleiche Wolke wie unter $C_H = 5$ beschrieben, nur daß sich ihre Vorderkante, vom Horizont aus gerechnet, schon über eine Höhe von 45 Grad ausgebreitet hat, ohne jedoch den ganzen Himmel zu bedecken.

Schlüsselziffer 7. Cirrostratus nebulosus, der den ganzen Himmel bedeckt. Ein feiner, dünner, weißlicher Schleier, der die Umrisse von Sonne und Mond nicht verschwimmen läßt und nur dem Himmel ein leicht milchiges Aussehen verleiht. Oft ist der Schleier so dünn, daß er sich nur durch einen Sonnenring verrät. Manchmal ist es aber auch ein dichterer weißlicher Schleier mit etwas faseriger Struktur, der aber die Sonnenstrahlung nur unwesentlich behindert.

Schlüsselziffer 8. Cirrostratus, der nicht den ganzen Himmel bedeckt und im Gegensatz zu den unter Schlüsselziffer 5 und 6 geschilderten **nicht** zunimmt. Cirrus und Cirrocumulus können gleichzeitig vorhanden sein.

C_H Erklärungen (Fortsetzung)

Schlüsselziffer 9. Cirrocumulus (castellanus, floccus, fibratus). Schicht oder Bank von Wolken, die aus einzelnen weißen Flocken oder sehr kleinen Bällchen besteht, die keinen Schatten werfen. Sie sind in Gruppen oder Reihen angeordnet oder in Form von Rippen, wie sie oft der Sand am Meeresstrand zeigt. Man darf den Cirrocumulus nicht mit kleinen Altocumuluswolken verwechseln, die am Rande größerer Altocumulusfelder auftreten und ähnlich aussehen. Der Cirrocumulus ist selten. Man darf deshalb diese Schlüsselziffer nur dann wählen, wenn Cirrocumulus entweder als einzige C_H-Wolke vorhanden ist, oder wenn dessen Bedeckungsanteil größer ist als die gesamte Bedeckung der gleichzeitig vorhandenen Cirrus- und Cirrostratus-Bewölkung.

/ wird gegeben, wenn hohe Wolken wegen Dunkelheit, Nebel, Staub- oder Sandsturm oder wegen ähnlicher Erscheinungen nicht erkennbar sind, oder wenn - wie so oft der Fall - eine niedrigere Wolkendecke den Einblick in das Niveau der hohen Wolken verhindert.

$222D_sv_s$ **Richtung (Kurs) und Geschwindigkeit (Knoten).**

222 Kenngruppe für Abschnitt 2

D_s Verlagerungsrichtung des Schiffes über die letzten 3 Stunden vor der Beobachtung gemittelt.

Hier ist der rechtweisende Kurs des Schiffes mit der entsprechenden Schlüsselzahl (siehe Schlüsseltafel) unter D_s einzutragen. Es soll nicht der im Augenblick der Beobachtung anliegende, sondern der über die letzten 3 Stunden vor der Beobachtung gemittelten Kurs vermerkt werden.

Tabelle: **D_s**

Schlüsselzahl	Bedeutung
0	stationär
1	NE
2	E
3	SE
4	S
5	SW
6	W
7	NW
8	N
9	wechselnd
/	unbekannt (D_s), keine Angabe der Verlagerungsrichtung.

222$D_s v_s$

v_s Mittlere Schiffsgeschwindigkeit während der letzten 3 Stunden vor der Beobachtung.

Als Fahrgeschwindigkeit des Schiffes ist ebenfalls das Mittel über die letzten 3 Stunden einzutragen. Der Berechnung wird die in dieser Zeit abgelaufene Distanz in Seemeilen zugrunde gelegt. Wenn das Schiff also beispielsweise in den letzten drei Stunden 43 Seemeilen zurückgelegt hat, so beträgt die zu verwendende mittlere Geschwindigkeit 14.3 Knoten. Sie wird als Schlüsselzahl (siehe Tabelle, in diesem Beispiel v_s = 3) unter v_s eingeschrieben.

Tabelle: v_s

Schlüsselzahl	Bedeutung
0	0 Knoten
1	1 - 5 Knoten
2	6 - 10 Knoten
3	11 - 15 Knoten
4	16 - 20 Knoten
5	21 - 25 Knoten
6	26 - 30 Knoten
7	31 - 35 Knoten
8	36 - 40 Knoten
9	über 40 Knoten
/	keine Angabe von v_s

$0s_nT_wT_wT_w$ Wassertemperatur

0 Kennung der Gruppe

s_n Vorzeichen

0 = Temperatur positiv
1 = Temperatur negativ

$T_wT_wT_w$ Wassertemperatur in Zehntel Grad Celsius

Die Wassertemperatur wird mit einem Wasserschöpfthermometer gemessen. Es muß mehrmals eingetaucht werden, damit das Gerät die wirkliche Wassertemperatur anzeigt.

Aus Sicherheitsgründen muß der Tampen des Gerätes vor der Messung belegt werden. Keinesfalls darf ein Törn um die Hand gelegt werden.

Für die Messung sollte ein schattiger Standort vor dem Kühlwasserauslauf gewählt werden, um Temperaturverfälschungen zu vermeiden. Das Thermometer soll sofort nach dem Anbordholen abgelesen werden.

Die Angaben der Wassertemperatur in Zehntel Grad sind wichtig zur Charakterisierung der darüberliegenden Luftmassen. Sie haben eine große Bedeutung für die Bildung von Nebel sowie tropischer und außertropischer Zyklonen. Außerdem sind sie wichtig zur Beurteilung der Meeresströmungen.

Bei Minustemperaturen dürfen keine Wasserrückstände im Schöpfgefäß verbleiben, weil das Eis die nächste Messung verfälschen oder das Instrument beschädigen würde.

Erfolgt die Messung der Wassertemperatur am Kühlwassereinlaufstutzen, so ist darauf zu achten, daß die Tiefe des Einlaufstutzens unter der Wasseroberfläche im Deckblatt des meteorologischen Tagebuches vermerkt wird.

Hinweis: Im meteorologischen Tagebuch ist die Art der Wassertemperaturmessung (Pütz oder Maschine) bei **jeder** Wetterbeobachtung anzugeben. Für die Wassertemperaturmessung mit der Pütz wird die Zahl 5, für die Wassertemperaturmessung Maschine die Zahl 7 eingetragen, bei Markierungsbogen markiert. Das Markieren der Zahl 5 oder 7 verändert den Indikator Null in der Klarschriftzeile des Markierungsbogens **nicht**. Im Obs wird die Wassertemperatur wie bisher, mit dem Indikator Null beginnend, gemeldet. Die Aussage der Zahl 5 oder 7 wird im Seewetteramt gesondert ausgewertet und zusammen mit der Wetterbeobachtung international ausgetauscht.

$2P_wP_wH_wH_w$ Periode und Höhe der Windsee

2 Kennung

P_wP_w Periode der Windsee in Sekunden

Die Wellen, die von dem am Beobachtungsort herrschenden Wind erzeugt und unterhalten werden, bilden die **Windsee.** Charakteristisch ist hierbei die Unregelmäßigkeit der Wellen.

Unter **Periode der Wellen (Windsee)** versteht man die Sekunden, die zwischen dem Passieren zweier aufeinander folgender Wellenberge an einem (angenommenen) Festpunkt vergehen. Die Wellenberge müssen ungestört von Bugsee oder anderen/ähnlichen Einflüssen sein. Es werden möglichst mehrere Perioden ausgeprägter Wellen erfaßt (Stoppuhr, Sekundenanzeige der Armbanduhr, Auszählen). Das Mittel der gewonnenen Zeiten ist das Ergebnis und als Meßwert einzutragen. Wenn eine Dünung ohne gleichzeitige Windsee vorhanden ist, so wird die Schlüsselgruppe ($2P_wP_wH_wH_w$) nicht gemeldet.

Periode der Wellen (Windsee) in Sekunden

a. Die Schlüsselzahl 0 wird gemeldet, wenn bei glatter See keine Wellen festgestellt werden können.

b. Die Schlüsselzahl 99 wird gemeldet, wenn die Wellenperiode wegen durcheinanderlaufender See (z.B. Kreuzsee) nicht festgestellt werden kann.

c. Schrägstriche // werden gemeldet, wenn die Wellenperiode aus irgendeinem Grund nicht beobachtet werden kann.

Tabelle: P_wP_w

Schlüsselzahl	Bedeutung
01	1 Sekunde
02	2 Sekunden
03	3 Sekunden
usw.	usw.
10	10 Sekunden
11	11 Sekunden
12	12 Sekunden
usw.	usw.

$2P_wP_wH_wH_w$

H_wH_w Höhe der Windsee in Halbmeterstufen

Zu melden ist die mittlere Wellenhöhe (senkrechter Abstand von Wellenkamm und -tal), die den größeren, gut entwickelten Wellen des beobachteten Wellensystems entspricht.

Die Schätzung der Wellenhöhe sollte möglichst mittschiffs von einem niedrigen Punkt bei ebener Kiellage erfolgen.

Durch die immer höheren und großenteils nach achtern verlegten Brücken werden an die Sorgfalt und das Können des Beobachters sehr große Anforderungen gestellt, um eine wirklichkeitsnahe Wellenhöhe zu schätzen.

Höhe der Wellen (Windsee) in Halbmeterstufen

a. Schrägstriche // werden gemeldet, wenn die Wellenhöhe aus irgend einem Grund nicht beobachtet werden kann.

b. Tabelle: H_wH_w

Schlüsselzahl	Bedeutung
00	weniger als 0,25 m
01	0,25 m bis 0,75 m
02	0,75 m bis 1,25 m
03	1,25 m bis 1,75 m
04	1,75 m bis 2,25 m
usw.	usw.

$3d_{w1}d_{w1}d_{w2}d_{w2}$ Dünungsrichtung

3 Kennung der Gruppe

$d_{w1}d_{w1}$ Richtung in Zehnergrad, aus der die Wellen der ersten Dünung kommen.

$d_{w2}d_{w2}$ Richtung in Zehnergrad, aus der die Wellen der zweiten Dünung kommen.

a. Die Gruppe wird nur dann gemeldet, wenn ein- bzw. zwei Dünungssysteme beobachtet werden.

b. Wird nur eine Dünung beobachtet, wird deren Richtung in dieser Gruppe bei $d_{w1}d_{w1}$ verschlüsselt und für $d_{w2}d_{w2}$ // gesetzt.

Die Wellenperiode und die Wellenhöhe werden in der folgenden Gruppe $4P_{w1}P_{w1}H_{w1}H_{w1}$ gemeldet.

Die Gruppe $5P_{w2}P_{w2}H_{w2}H_{w2}$ entfällt dann.

Tabelle: $d_{w1}d_{w1}$ bzw. $d_{w2}d_{w2}$

Schlüsselzahl	Bedeutung
00	keine Wellen
01	Wellen aus 005 Grad - 014 Grad
usw.	usw.
36	Wellen aus 355 Grad - 004 Grad
99	Wellenrichtung nicht zu bestimmen
//	siehe Bemerkung b.

Verschlüsselungsbeispiele:

1.) 1. Dünung aus 350 Grad, Periode 8 Sekunden, Höhe 5m
2. Dünung, wurde nicht beobachtet

Verschlüsselung = 3 3 5 / / 4 0 8 1 0

2.) 1. Dünung aus 120 Grad, Periode 10 Sekunden, Höhe 8,5 m
2. Dünung aus 045 Grad, Periode 6 Sekunden, Höhe 2,5 m

Verschlüsselung = 3 1 2 0 5 4 1 0 1 7 5 0 6 0 5

Diese Schlüsselgruppe wird nur gemeldet, wenn die Dünung von der Windsee unterschieden werden kann.

$4P_{wl}P_{wl}H_{wl}H_{wl}$ Periode/Höhe (1. Dünung)

4 Kennung der Gruppe

$4P_{wl}P_{wl}$ Periode (in Sekunden) der Wellen der ersten Dünung

$H_{wl}H_{wl}$ Höhe der Wellen der ersten Dünung in 0,5 m Stufen.

a. Die Gruppe wird, zusammen mit $3d_{wl}d_{wl}d_{w2}d_{w2}$ nur dann gemeldet, wenn ein Dünungssystem beobachtet wurde.

b. Die Wellenperiode ist die Zeitspanne zwischen dem Durchgang von zwei aufeinander folgenden Wellenkämmen an einem festen Punkt.

c. Es wird die mittlere Wellenperiode gemeldet, die sich aus der Beobachtung gut entwickelter Wellen des betreffenden Wellensystems ergibt.

d. Es ist die mittlere Wellenhöhe (Abstand zwischen Wellenkamm und -tal) zu melden, die den größten, gut entwickelten Wellen des beobachteten Systems entspricht.

Tabelle: $P_{wl}P_{wl}$

Schlüsselzahl	Bedeutung
00	glatte See, keine Wellen
01	1 Sekunde
usw.	usw.
99	Periode wegen durcheinanderlaufender See nicht feststellbar
//	Periode konnte nicht beobachtet werden.

Tabelle: $H_{wl}H_{wl}$

Schlüsselzahl	Bedeutung
00	kleiner als 0,25 m
01	0,25 m bis 0,75 m
02	0,75 m bis 1,25 m
usw.	usw.

Diese Schlüsselgruppe wird nur gemeldet, wenn die Dünung von der Windsee unterschieden werden kann.

Verschlüsselungsbeispiel siehe bei $3d_{wl}d_{wl}d_{w2}d_{w2}$

$5P_{w2}P_{w2}H_{w2}H_{w2}$ Periode/Höhe (2.Dünung)

5 Kennung der Gruppe

$P_{w2}P_{w2}$ Periode (in Sekunden) der Wellen der zweiten Dünung

Bedeutung der Schlüsselzahlen für $P_{w2}P_{w2}$ und $H_{w2}H_{w2}$ wie bei $P_{w1}P_{w1}$ und $H_{w1}H_{w1}$ (vorige Seite).

a. Die Gruppe entfällt, wenn lediglich ein Dünungssystem beobachtet wurde.

b. Die Wellenperiode ist die Zeitspanne zwischen dem Durchgang von zwei aufeinander folgenden Wellenkämmen an einem angenommenen festen Punkt.

c. Es wird die mittlere Wellenperiode gemeldet, die sich aus der Beobachtung gut entwickelter Wellen des betreffenden Wellensystems ergibt.

d. Es ist die mittlere Wellenhöhe (Abstand zwischen Wellenkamm und -tal) zu melden, die den größten, gut entwickelten Wellen des beobachteten Systems entspricht.

Diese Schlüsselgruppe wird nur gemeldet, wenn die Dünung von der Windsee unterschieden werden kann.

Verschlüsselungsbeispiel siehe bei $3d_{w1}d_{w1}d_{w2}d_{w2}$

$6I_sE_sE_sR_s$ Eisansatz an Schiffen und Anlagen auf See

Eine Meldung erfolgt nur, wenn Vereisung an Schiffen oder Anlagen auf See beobachtet wird, z. B. durch Gischt oder Nebel. Wird die Beobachtung in Klartext gemeldet, so ist der Meldung das Wort **ICING** voranzustellen.

6 Kennung der Gruppe

I_s Eisansatz an Schiffen und Anlagen auf See.

Tabelle: I_s

Schlüsselzahl	Bedeutung
1	Vereisung durch Spritzwasser (Gischt)
2	Vereisung durch Nebel (auch Seerauch)
3	Vereisung durch Spritzwasser und Nebel
4	Vereisung durch Niederschlag (Regen, Sprühregen, Schneeflocken, Regen oder Sprühregen zusammen mit Schnee)
5	Vereisung durch Spritzwasser und Niederschlag

E_sE_s Dicke des Eisansatzes an Schiffen und Anlagen auf See in Zentimetern

Tabelle: E_sE_s

Schlüsselzahl	Bedeutung
01	1 cm
02	2 cm
03	3 cm
usw.	usw.

R_s Änderung des Eisansatzes an Schiffen oder Anlagen auf See

Tabelle: R_s

Schlüsselzahl	Bedeutung
0	Eis nimmt nicht weiter zu
1	Eis nimmt langsam zu
2	Eis nimmt rasch zu
3	Eis schmilzt oder bröckelt langsam ab
4	Eis schmilzt oder bröckelt schnell ab

ICE$c_i S_i b_i D_i z_i$)
)
oder)
)
K l a r t e x t)

E i s b e o b a c h t u n g e n

Die Meldung von Meereis oder an Land entstandenem Eis in der Wetterbeobachtung entbindet nicht von der Meldepflicht für Meereis und Eisberge gemäß dem "Internationalen Übereinkommen zum Schutz des menschlichen Lebens auf See".

Die Gruppe $c_i S_i b_i D_i z_i$ soll immer dann gemeldet werden, wenn Meereis und/oder Landeis zur Beobachtungszeit vom Standort des Fahrzeugs aus beobachtet wird, es sei denn, daß das Fahrzeug aufgefordert worden ist, nach einem speziellen Eisschlüssel zu melden.

Wenn zwischen den Beobachtungsterminen ein Eisrand durchquert bzw. gesichtet wurde, ist dieses als Klartextzusatz in Form "Ice Edge Lat.. Long.." mit Position in Grad und Minuten zu melden.

Verschlüsselungshinweise:

Wenn kein Meereis beobachtet wird, aber auf Land entstandenes Eis zu melden ist, so ist die Schlüsselgruppe $0/b_i/0$ zu melden.

Beispiel: 0/2/0 entschlüsselt = 6 - 10 Eisberge in Sicht, aber kein Meereis vorhanden.

Befindet sich das Fahrzeug in einer mehr als 1 sm breiten Fahrrinne im Meereis, ist $c_i = 1$ und $D_i = 0$ zu verschlüsseln.

Befindet sich das Fahrzeug im Festeis, dessen Grenzen außer Sichtweite liegen, ist $c_i = 1$ und $D_i = 9$ zu verschlüsseln.

Wird der Eisrand von einem Fahrzeug in offenem Wasser gesichtet, so ist die Konzentration des Eises unter dem Schlüsselbuchstaben c_i und der Entwicklungszustand des Eises unter dem Schlüsselbuchstaben S_i nur zu melden, wenn sich das Schiff nahe genug am Eisrand befindet (Entfernung zum Eisrand nicht größer als 0,5 sm).

$ICEc_iS_ib_iD_iz_i$

$ICEc_i$ Eisbeobachtungen

ICE Kennung der Gruppe

c_i Konzentration oder Anordnung des Meereises

Schlüsselzahl	Bedeutung
0	kein Meereis in Sicht
1	Fahrzeug befindet sich in einer offenen Rinne von mehr als 1 sm Breite oder Fahrzeug befindet sich im Festeis, dessen Grenzen außerhalb der Sichtweite liegen.
	Fahrzeug im Eis oder innerhalb 0,5 sm Abstand vom Eisrand, gleichmäßige Konzentration von Meereis im Beobachtungsgebiet
2	Meereis in einer Konzentration von weniger als 3/10 (3/8), offenes Wasser oder sehr lockeres Treibeis
3	4/10 bis 6/10 (3/8 bis weniger als 6/8), lockeres Treibeis
4	7/10 bis 8/10 (6/8 bis weniger als 7/8), dichtes Treibeis
5	9/10 oder mehr, aber keine 10/10 (7/8 bis weniger als 8/8), sehr dichtes Treibeis
	Ungleichmäßige Konzentration von Meereis im Beobachtungsgebiet
6	Streifen und sehr kleine Felder von Treibeis mit offenem Wasser dazwischen
7	Streifen und sehr kleine Felder von dichtem oder sehr dichtem Treibeis mit Gebieten geringerer Konzentration dazwischen
8	Festeis mit offenem Wasser, sehr lockerem oder lockerem Treibeis seewärts der Eisgrenze
9	Festeis mit dichtem oder sehr dichtem Treibeis seewärts der Eisgrenze
/	Beobachtung infolge Dunkelheit oder schlechter Sicht nicht möglich, oder Fahrzeug ist mehr als 0,5 sm vom Eisrand entfernt

Bermerkung: Es ist der Zustand zu melden, der für die Schiffahrt am wichtigsten erscheint.

S_i Entwicklungszustand des Eises $ICEc_iS_ib_iD_iz_i$

Schlüsselzahl	Bedeutung
0	nur Neueis (Eisnadeln oder Eisplättchen, Eisschlamm, Schneebrei, Eisbreiklümpchen)
1	Nilas oder Eishaut weniger als 10 cm dick
2	junges Eis (graues Eis, grauweißes Eis) 10 bis 30 cm dick
3	vorherrschend Neueis und/oder junges Eis mit etwas einjährigem Eis
4	vorherrschend dünnes einjähriges Eis mit etwas Neueis und/oder jungem Eis
5	dünnes einjähriges Eis (30 bis 70 cm dick)
6	vorherrschend mitteldickes einjähriges Eis (70 bis 120 cm dick) und dickes einjähriges Eis (stärker als 120 cm) mit etwas dünnerem (jüngerem) einjährigen Eis
7	mitteldickes und dickes einjähriges Eis
8	vorherrschend mitteldickes und dickes einjähriges Eis mit etwas älterem Eis (gewöhnlich mehr als 2 m stark)
9	vorherrschend altes Eis
/	keine Angabe wegen Dunkelheit, schlechter Sicht oder da nur Landeis vorhanden ist oder sich das Fahrzeug mehr als 0,5 sm von der Eisgrenze entfernt befindet

$ICEc_iS_ib_iD_iz_i$

b_i im Meer vorkommendes Landeis

Schlüsselzahl	Bedeutung
0	kein Landeis
1	1-5 Eisberge, keine Growler oder Eisbergstücke
2	6-10 Eisberge, keine Growler oder Eisbergstücke
3	11-20 Eisberge, keine Growler oder Eisbergstücke
4	bis einschließlich 10 Growler oder Eisbergstücke, keine Eisberge
5	mehr als 10 Growler und Eisbergstücke, keine Eisberge
6	1-5 Eisberge mit Growlern und Eisbergstücken
7	6-10 Eisberge mit Growlern und Eisbergstücken
8	11-20 Eisberge mit Growlern und Eisbergstücken
9	mehr als 2o Eisberge mit Growlern und Eisbergstücken, größere Gefahr für die Schiffahrt
/	keine Angaben wegen Dunkelheit, schlechter Sicht oder weil nur Meereis im Blickfeld vorhanden ist

$ICEc_iS_ib_iD_iz_i$

D_i Richtung, in welcher der Haupteisrand beobachtet wird.

Schlüsselzahl	Bedeutung
0	Fahrzeug befindet sich in einer Küstenrinne oder Eisrinne an der Festeisgrenze
1	Haupteisgrenze in N E
2	Haupteisgrenze in E
3	Haupteisgrenze in S E
4	Haupteisgrenze in S
5	Haupteisgrenze in S W
6	Haupteisgrenze in W
7	Haupteisgrenze in N W
8	Haupteisgrenze in N
9	Richtung nicht bestimmbar, Fahrzeug befindet sich im Eis
/	keine Angaben wegen Dunkelheit, schlechter Sicht oder weil nur Landeis im Blickfeld vorhanden ist

Bemerkung: Die Festlegung der Richtung soll an einer Position erfolgen, die dem Eisrand am nächsten liegt.

$ICEc_i S_i b_i d_i z_i$

z_i Gegenwärtige Eissituation und Entwicklung der Eislage in den vorangegangenen 3 Stunden

Schlüsselzahl	Bedeutung
0	Fahrzeug im offenen Wasser, treibendes Eis in Sichtweite
	Fahrzeug im Eis
1	Fahrzeug im leicht zu durchdringenden Eis; Eislage hat sich verbessert
2	Fahrzeug im leicht zu durchdringenden Eis; Eislage unverändert
3	Fahrzeug im leicht zu durchdringenden Eis; Eislage hat sich verschlechtert
4	Fahrzeug im schwer zu durchdringenden Eis; Eislage hat sich verbessert
5	Fahrzeug im schwer zu durchdringenden Eis; Eislage unverändert
	Fahrzeug im schwer zu durchdringenden Eis; Eislage hat sich verschlechtert
6	Eis bildet sich und Eisschollen frieren zusammen
7	Eis unter leichtem Druck
8	Eis unter mittlerem oder schwerem Druck
9	Fahrzeug im Eis eingeschlossen
/	Beobachtung infolge Dunkelheit oder schlechter Sicht nicht möglich

K|Ø|R

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 11

Ausrüstung und Tätigkeit der Bordwetterwarten

(nach einem von Dr. H. Walden im März 1966 auf der Tagung der Kommission für Synoptische Meteorologie der Weltorganisation für Meteorologie in Wiesbaden gehaltenen Vortrag)

DWD Offenbach / Bibliothek
B23029444

Hamburg 1967

551.507.22 ✓

67/0705

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 11

Ausrüstung und Tätigkeit der Bordwetterwarten

(nach einem von Dr. H. Walden im März 1966 auf der Tagung der Kommission für Synoptische Meteorologie der Weltorganisation für Meteorologie in Wiesbaden gehaltenen Vortrag)

Hamburg 1967

I Q 19

(Mappe, 2°)

deutschen Hafen. Meist arbeiten sie auf den Hauptfischfangplätzen, sofern diese von deutschen Fischdampfern oder -loggern aufgesucht werden.
Bild 5 gibt einen Überblick über die Reiserouten und Tätigkeitsorte der Schiffe. Die meisten der häufig befischten Fangplätze liegen nahe Island oder Grönland. Die deutsche Hochseefischerei hat sich allmählich mehr nach Westen verlagert. Während die norwegischen Fangplätze heute nur noch ziemlich selten aufgesucht werden, arbeiten viele Fischdampfer jetzt - jedenfalls zeitweise - auf den Fanggründen in der Davis-Straße und auch östlich von Labrador.

Wie sich die Tätigkeit der Bordwetterwarten und ebenso der in Betracht kommenden Schiffe selbst auf die verschiedenen Meeresgebiete verteilt, läßt sich durch die Häufigkeit der Wetterbeobachtungen in den einzelnen Feldern von 1° geographischer Breite und 1° Länge wiedergeben. Die regionale Verteilung dieser Zahlen (= absolute Häufigkeit) in den Jahren 1950 bis 1964 zeigt Bild 6.
Man erkennt die dunkleren und auch ganz schwarzen Gebiete. Sie bezeichnen Bereiche großer Beobachtungshäufigkeit bis Sommer 1964.
Die schwarze Tönung einiger Felder in der Nordsee und bei West-Island besagt, daß dort in den 14 Jahren mehr als 600 Wetterbeobachtungen von den Bordwetterwarten angestellt wurden. Besonders im Sommer sind die deutschen Fischdampfer oft in der Nordsee auf Heringsfang.
Bisher haben die fünf Bordwetterwarten mehr als 40.000 vollständige Wetterbeobachtungen in Tagebüchern niedergelegt, und über 33.000 wurden über Funk sofort an Küstenfunkstellen verschiedener Länder weitergeleitet.

Werfen wir einen Blick in das Innere einer solchen kleinen Wettervorhersage-Station (Bild 7), hier in die Bordwetterwarte auf FSB "Poseidon". Links im Bild sehen wir den Bordmeteorologen bei der Ausarbeitung der Wetterkarte. Sein Partner ist der Funkwettertechniker, dessen Aufgabe es ist, die Unterlagen für die Wetterkarte und somit auch für die Vorhersagen heranzuholen. Zwei- oder dreimal am Tage arbeiten die beiden eigene Wetterkarten aus. Als Grundlage dienen ihnen Original-Wetterbeobachtungen anderer Stationen, die in Kartenvordrucke eingetragen werden müssen.
Der Funkwettertechniker empfängt die Beobachtungen zum Teil über F 1 (Funk-Fernschreibsystem). Hierfür stehen zwei Empfangsanlagen einschließlich je einer Fernschreibmaschine zur Verfügung. Leider ist der Empfang auf F 1 manchmal schlecht; er wird oft so stark gestört, daß der Funkwettertechniker viele Unterlagen auf A 1 (Morse-Hörfunk) aufnehmen muß.
Das Bild 7 zeigt die Funk-Empfänger, aber leider nicht die Fernschreibmaschinen.
Unser nächstes Bild (Bild 8) bringt eine Teilansicht der Bordwetterwarte auf FS "Meteor". Hier ist links der Faksimile-Empfänger (Hellfax B S 110)

zu sehen. Dieses Gerät wird für die Aufnahme von Hilfskarten verwendet, nämlich von Höhenwetterkarten, fertig analysierten Wetterkarten für Termine, für die eigene Karten nicht ausgearbeitet werden können, Karten der Luftdruckänderungen, Vorhersagekarten, usw. Das deutsche Wetter-Faksimilesystem arbeitet überwiegend auf Langwelle. Deshalb verfügt jede Bordwetterwarte über einen Langwellen-Empfänger speziell für diesen Zweck. In den weiter entfernt gelegenen Seegebieten, z.B. im nordwestlichen Nordatlantik, nimmt der Wetterfunker aber auf Kurzwelle die Faksimile-Sendungen anderer Länder auf, beispielsweise von dem kanadischen Sender Halifax. So besitzt jede Bordwetterwarte auch Empfänger für den Faksimile-Kurzwellenempfang. Außerdem ist sie mit einem Allwellen-Empfänger ausgerüstet.

Die Bilder 7 und 8 zeigen oben zwischen den Fenstern bzw. auf der linken Bildseite das Anzeigegerät für die meteorologischen Messungen. Die außerhalb des Raumes gemessenen Größen werden elektrisch in die Bordwetterwarte übertragen und dort angezeigt oder registriert. Die Meßfühler für den Wind, die Lufttemperatur und z.T. für die Luftfeuchtigkeit sind am Hauptmast des Schiffes angebracht (Bild 9). Sie befinden sich dort etwa 20 m über der Wasseroberfläche. Für die Bestimmung der Lufttemperatur benutzen wir eine kleine "Hütte" mit drei halbkugelförmigen Schalen oben. Der Taupunkt wird nach der Lithium-Chlorid-Methode gemessen. Bild 9 zeigt die Installation auf FS "Meteor".Die Wassertemperatur wird durch ein Bimetall-Element an der Schiffsaußenwand nahe dem Bug in 2 bis 4 m Wassertiefe bestimmt und elektrisch auf das Anzeigegerät in der Wetterwarte übertragen. Außerdem benutzen wir eine "Marinepütz" (Bild 10) für die Messung der Wassertemperatur. So sind Vergleiche zwischen den beiden Meßmethoden möglich.
Für Niederschlagsmessungen setzen wir einen konischen Regenmesser ein (Bild 11). Zur Zeit wird ein automatisch registrierendes Niederschlagsmeßgerät des Instrumentenamtes Hamburg des Deutschen Wetterdienstes an Bord erprobt.

Wie erwähnt, ist es die Hauptaufgabe der Bordwetterwarten, Vorhersagen aufzustellen, die auf dem Funkwege der Fischerei zugesprochen werden, und den Kapitän des eigenen Schiffes hinsichtlich der Wetterentwicklung zu beraten. Des öfteren wurden diese Wetterberichte von ausländischen Fischereifahrzeugen mitgehört, von den Leitdampfern in ihre Sprache übersetzt und dann weiterverbreitet. Außerdem faßte die Bordwetterwarte gelegentlich ihre Bericht zusätzlich in englischer Sprache ab.

Es erhebt sich die Frage, welchen Nutzen dieser Spezialdienst besitzt, wobei zu berücksichtigen ist, daß für jeden Fischfangplatz mindestens von einer Landwetterwarte regelmäßig Wetterberichte gegeben werden.

zu sehen.
Wenn Windsee und Dünung hoch sind und in verschiedene Richtungen laufen, so erzeugen sie eine hohe Kreuzsee, die für Schiffe sehr gefährlich ist. In diesem wirklich chaotischen Seegang werden die Schiffsverbände aufs höchste beansprucht.
Bei grober See taucht der Bug der verhältnismäßig kleinen Schiffe tief ins Wasser, und es entsteht viel Gischt (Bild 30). Je schneller das Schiff fährt, umso mehr Wasser wird hochgeschleudert und umso mehr schlingert das Schiff.

Auch auf seinem eigenen Gebiet bekommt der Meteorologe interessante Erscheinungen zu Gesicht, z.B. diese Spiegelungserscheinung (Bild 31) an der isländischen Küste oder Nebelschwaden wie in Bild 32. Wenn die Luft bedeutend kälter als das Meerwasser ist, bildet sich "Seerauch" (Bild 33). Dicker Seerauch kann auch die Vereisung des Schiffes bewirken. Gelegentlich begegnet unseren Bordwetterwarten das eine oder andere Ozean-Wetterschiff, hier "Weather Monitor" auf Position 62° N 33° W (Bild 34). Diese Schiffe halten wochenlang ein und dieselbe Position und lösen dort einander ab. Eine ihrer Hauptaufgaben ist es, die großen Wetterzentralen an Land mit Wetterbeobachtungen und den Ergebnissen von aerologischen Messungen zu versorgen.
Am weiten Himmel über See finden natürlich die Wolken unser besonderes Interesse. Das Bild 35 zeigt eine typische Schauerwolke, und Bild 36 bringt drei interessante Wolkentürme.
So wird die harte und entbehrungsreiche Arbeit bei den Bordwetterwarten ein wenig belohnt dadurch, daß man gelegentlich ferne Länder und auf See seltene und reizvolle Erscheinungen zu sehen bekommt.

Das Bildmaterial wurde zur Verfügung gestellt von:

Dr.Friedrich Krügler	(26)
Seewetteramt	(4)
Hellmut Walden	(4)
Kapt.M.Polywka	(1)
Dr.Hans Walden	(1)

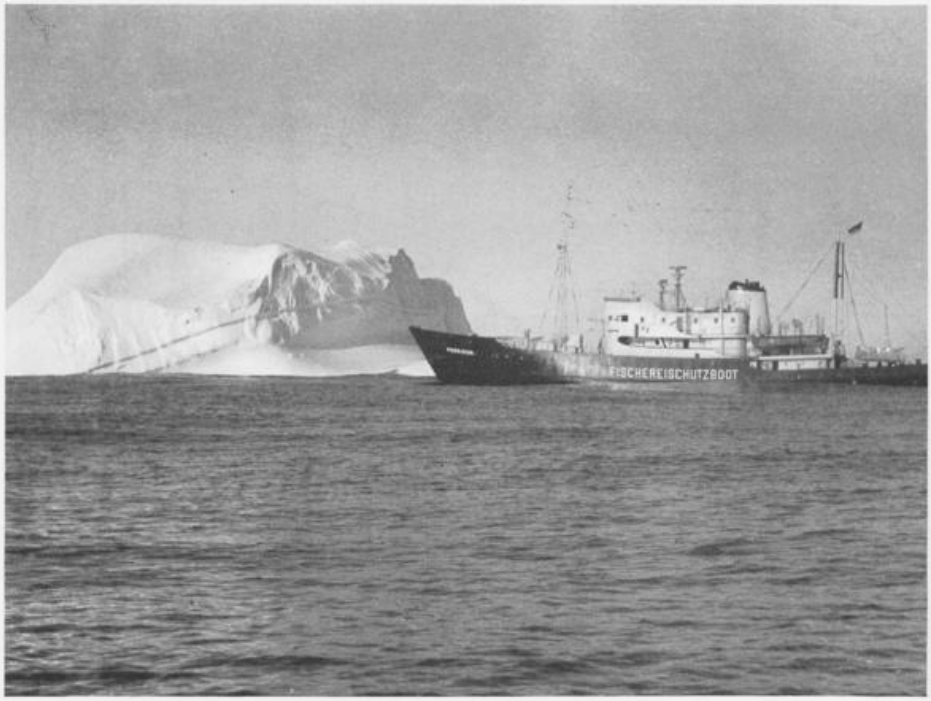


Bild Nr. 1 Fischereischutzboot "Poseidon" bei Grönland



Bild Nr. 2 Fischereiforschungsschiff "Walther Herwig"



Bild Nr. 3 Forschungsschiff "Meteor"



Bild Nr. 4 Schlauchbootmanöver bei rauhem Wetter



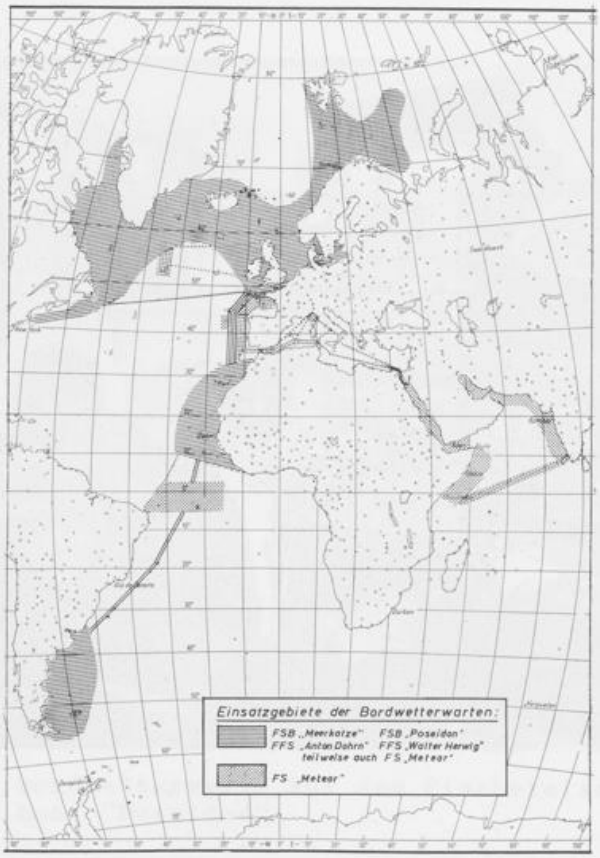


Bild Nr. 5 Einsatzgebiete der Bordwetterwarten

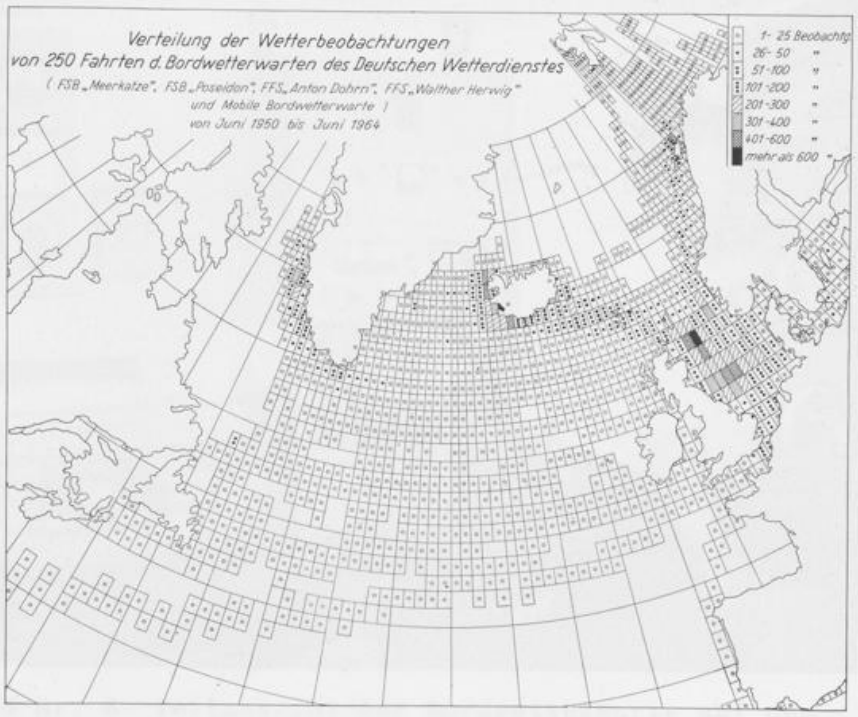


Bild Nr. 6 Verteilung der Wetterbeobachtungen von 250 Fahrten der Bordwetterwarten des Deutschen Wetterdienstes



Bild Nr. 7 Bordwetterwarte auf dem Fischereischutzboot "Poseidon"



Bild Nr. 8 Teilansicht der Bordwetterwarte auf dem Forschungsschiff "Meteor"





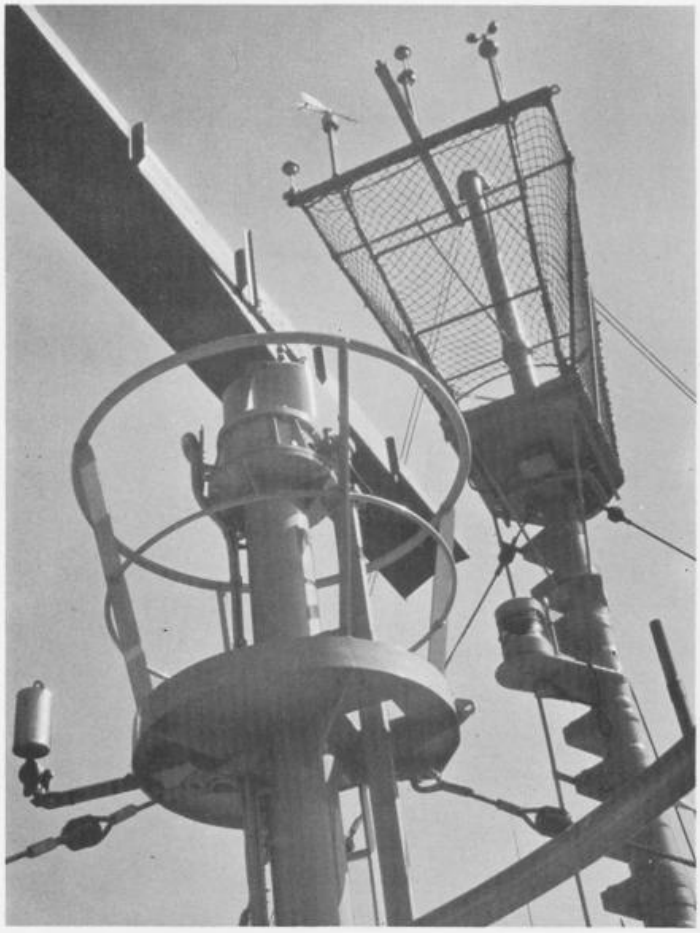


Bild Nr. 9 Meteorologische Meßgeräte am Mast auf dem Forschungsschiff "Meteor"



Bild Nr. 10 Wassertemperaturmessung mit der "Marinepütz" auf einem Handelsschiff



Bild Nr. 11 Konischer Regenmesser



Bild Nr. 12 Leichte Schiffsvereisung

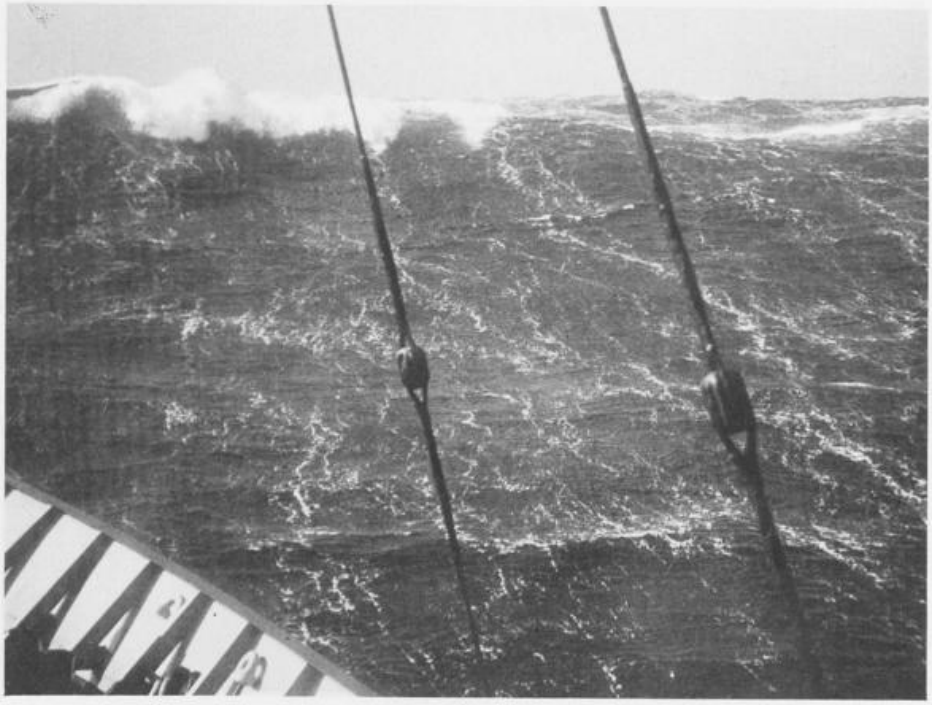


Bild Nr. 13 Hoher Seegang bei Sturm

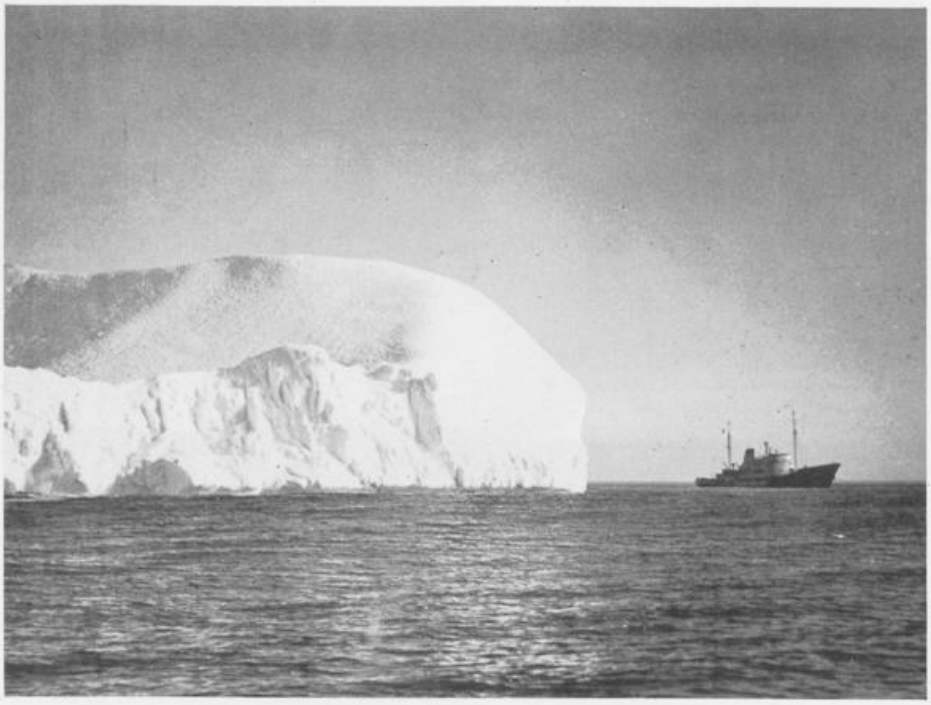


Bild Nr. 14 Fischereischutzboot "Poseidon"
an einem Eisberg







Bild Nr. 15 Eisberg mit Wasserlinie aus früherer Lage



Bild Nr. 16 Eisberg im Nebel



Bild Nr. 19 Netz mit gefangenem Fisch wird an die Bordwand herangeholt



Bild Nr. 20 Der Fang wird an Bord genommen





Bild Nr. 21 Fischgefülltes Netz hängt über dem Deck des Schiffes

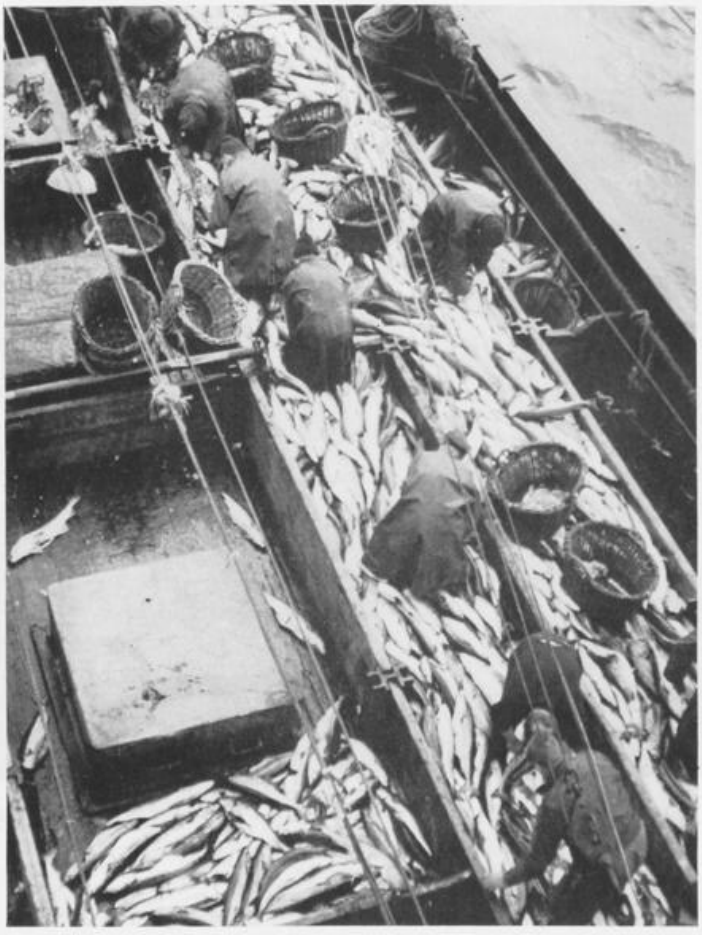


Bild Nr. 22 Sortieren der Fische an Deck des Schiffes



Bild Nr. 23 Dory-Fischer in der Grönland-See



Bild Nr. 24 Dory-Mutterschiff



Bild Nr. 25 Färöer-Insel

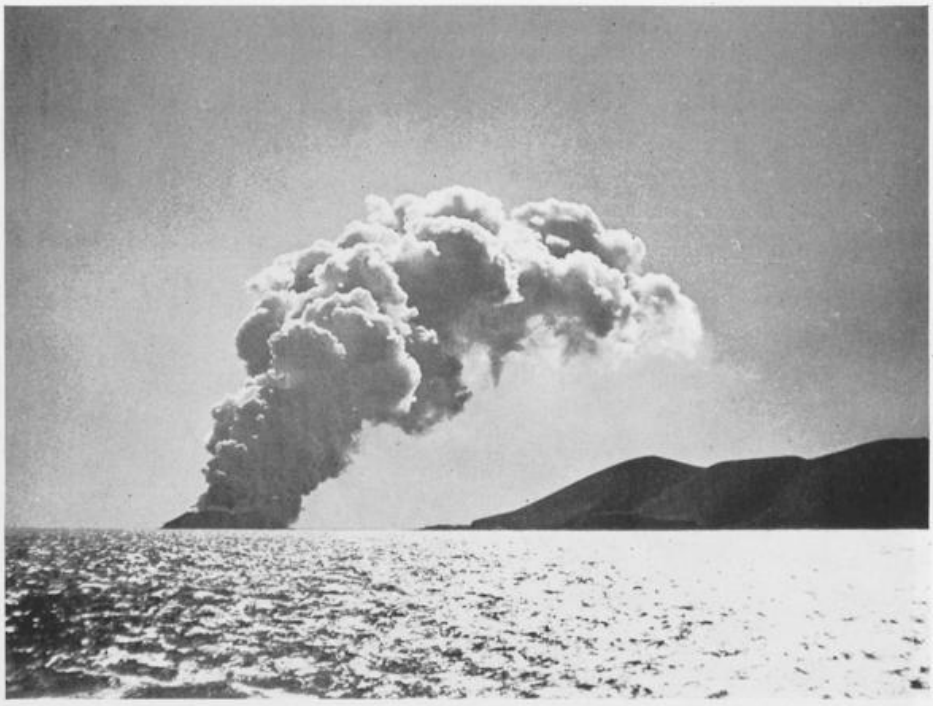


Bild Nr. 26 Vulkaninsel Surtsey und Syrtlingur unter Süd-Island. Der kleinere Syrtlingur ist aktiv

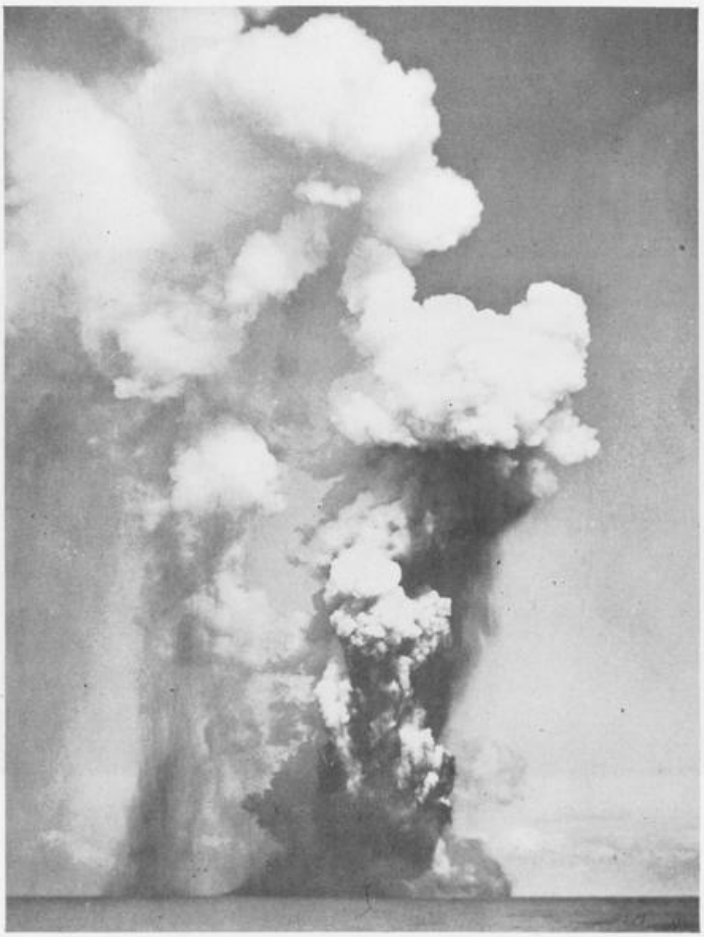


Bild Nr. 27 Gewaltige Aktivität des Syrtlingur

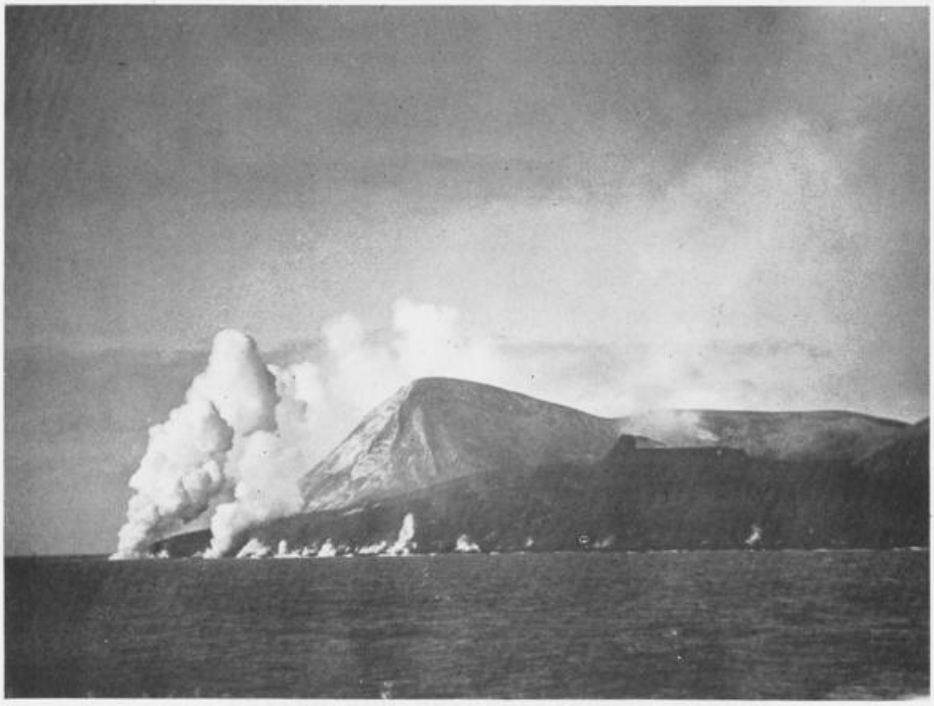


Bild Nr. 28 Vulkaninsel Surtsey: Lava fließt ins Meer

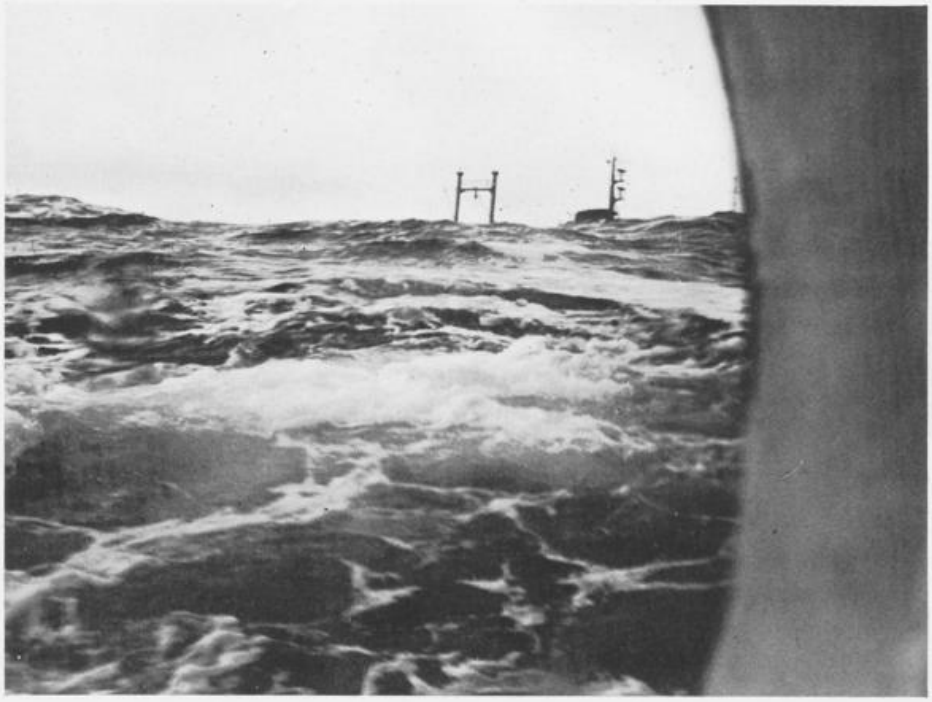


Bild Nr. 29 Schiff hinter hohem Dünungskamm



Bild Nr. 30 Eintauchen des Vorschiffes in die Wellen und hochspritzende Gischt



Bild Nr. 31 Luftspiegelung an der isländischen Küste



Bild Nr. 32 Nebelschwaden

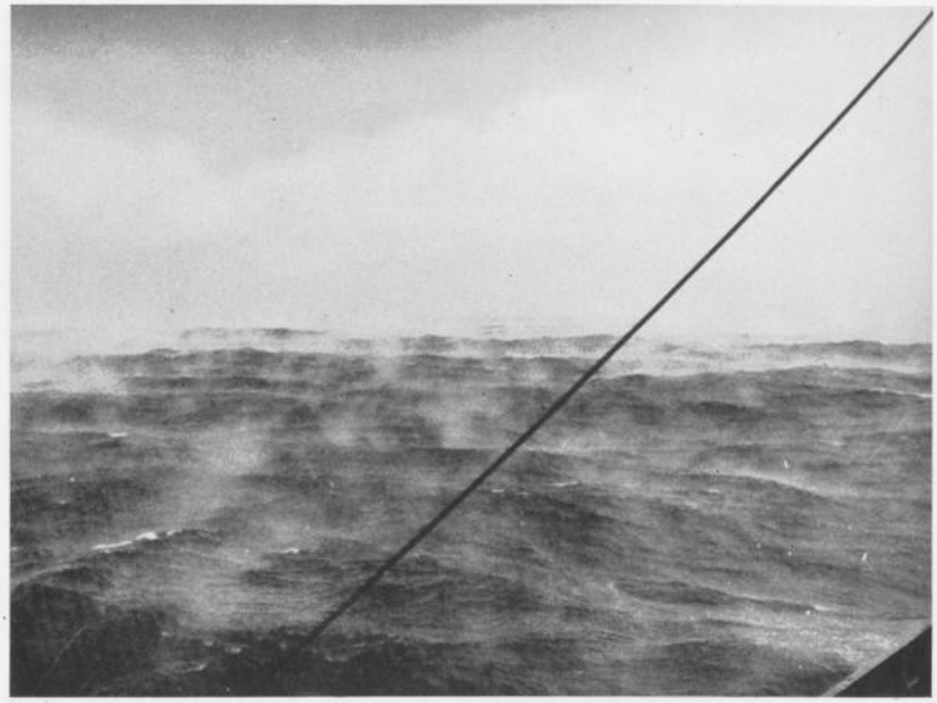


Bild Nr. 33 Seerauch

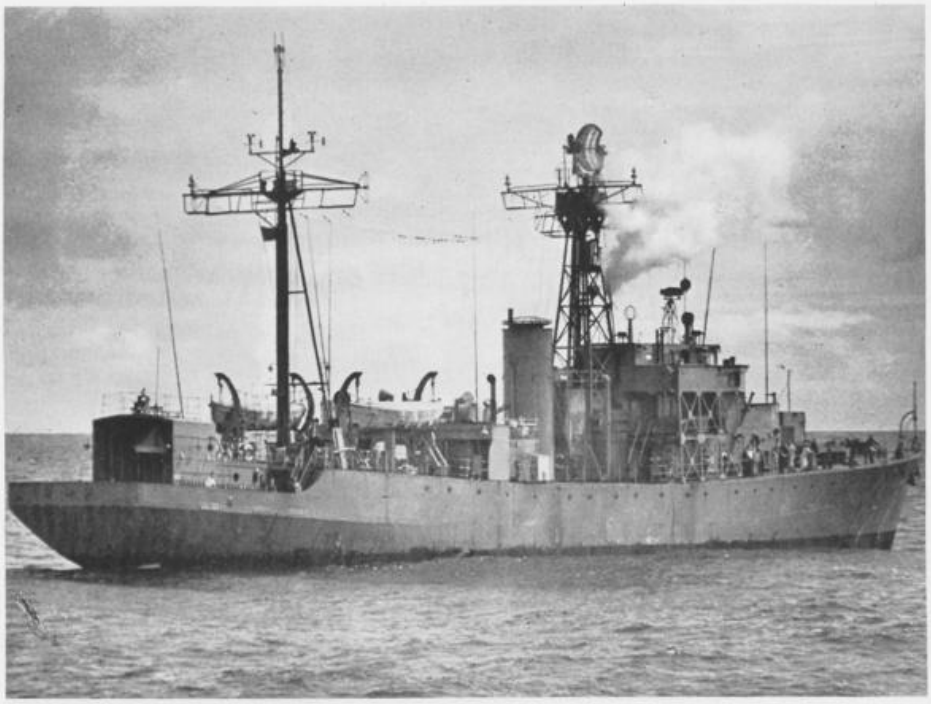


Bild Nr. 34 Britisches Ozean-Wetterschiff
"Weather Monitor"

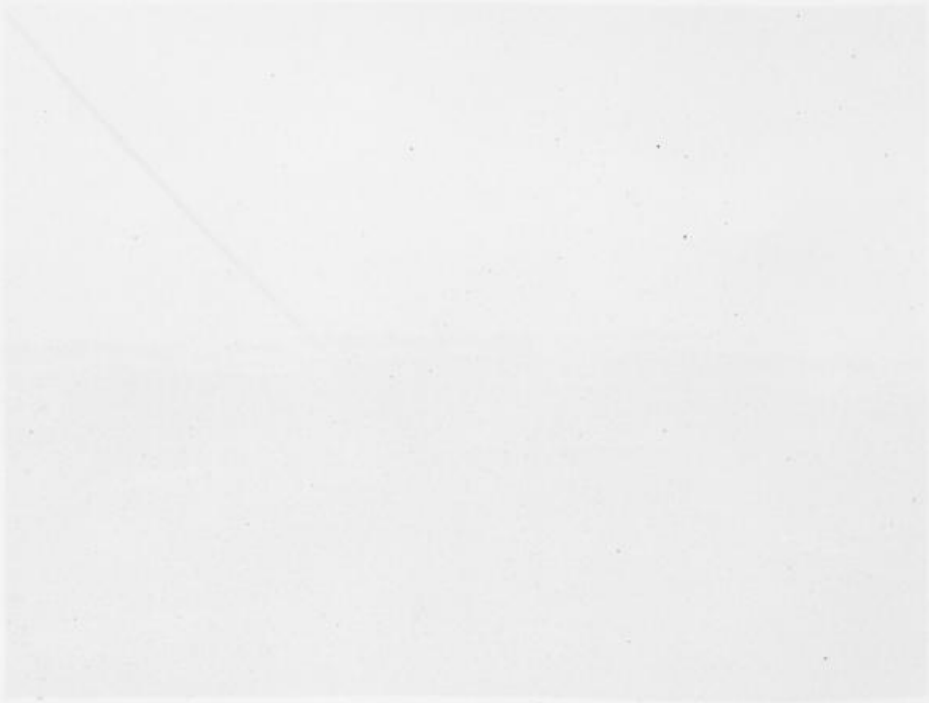




Bild Nr. 35 Schauerwolke auf See



Bild Nr. 36 Wolkentürme in der nördlichen Nordsee

Wetterkundliche Lehrmittel ; 86
160997
Seewetteramt
10. März 1989
[7.77 : 7.7.5.1.3

BEAUFORTSKALA UND WINDGESCHWINDIGKEIT

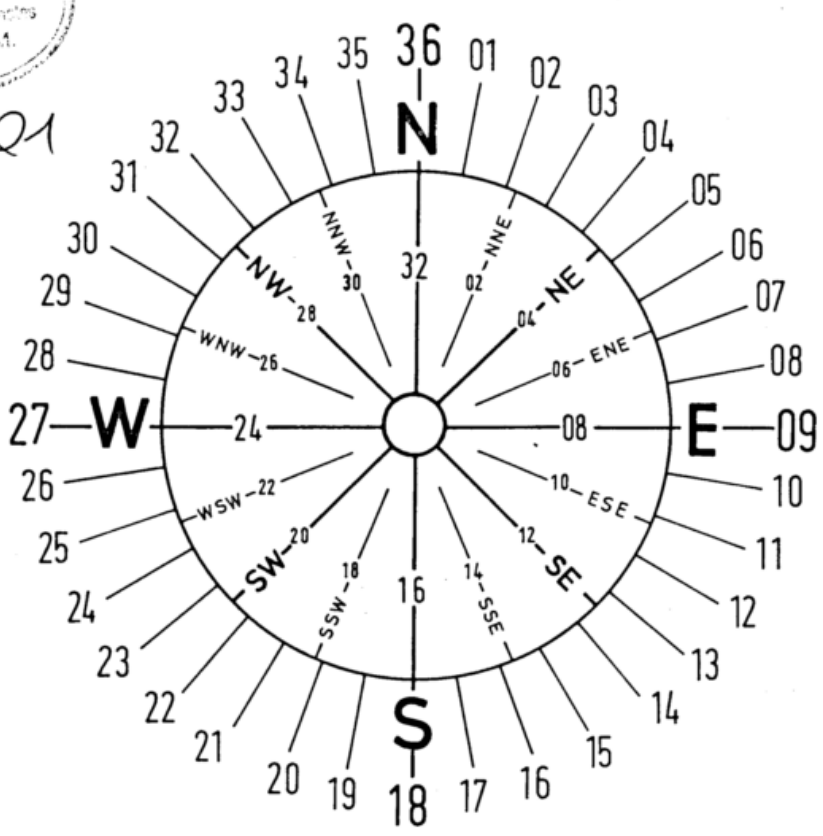
Beaufortgrad	Bezeichnung	Auswirkungen des Windes im Binnenland	Auswirkungen des Windes auf der See	Windgeschwindigkeit in Knoten
0	still	Windstille, Rauch steigt gerade empor.	Spiegelglatte See.	< 1
1	leiser Zug	Windrichtung angezeigt nur durch Zug des Rauches, aber nicht durch Windfahne.	Kleine schuppenförmig aussehende Kräuselwellen ohne Schaumköpfe.	1 - 3
2	leichte Brise	Wind am Gesicht fühlbar, Blätter säuseln, Windfahne bewegt sich.	Kleine Wellen, noch kurz, aber ausgeprägter. Kämme sehen glasig aus und brechen sich nicht.	4 - 6
3	schwache Brise	Blätter und dünne Zweige bewegen sich, Wind streckt einen Wimpel.	Kämme beginnen sich zu brechen. Schaum überwiegend glasig, ganz vereinzelt können kleine weiße Schaumköpfe auftreten.	7 - 11
4	mäßige Brise	Hebt Staub und loses Papier, bewegt Zweige und dünnere Aste.	Wellen noch klein, werden aber länger, weiße Schaumköpfe treten aber schon ziemlich verbreitet auf.	11 - 16
5	frische Brise	Kleine Laubbäume beginnen zu schwanken. Schaumköpfe bilden sich auf Seen.	Mäßige Wellen, die eine ausgeprägte lange Form annehmen. Überall weiße Schaumkämme. Ganz vereinzelt kann schon Gischt vorkommen.	17 - 21
6	starker Wind	Starke Aste in Bewegung. Pfeifen in Telegraphen-Leitungen. Regenschirme schwierig zu benutzen.	Bildung großer Wellen beginnt, Kämme brechen sich und hinterlassen größere weiße Schaumflächen. Etwas Gischt.	22 - 27
7	steifer Wind	Ganze Bäume in Bewegung, fühlbare Hemmung beim Gehen gegen den Wind.	See türmt sich. Der beim Brechen entstehende weiße Schaum beginnt sich in Streifen in die Windrichtung zu legen.	28 - 33
8	stürmischer Wind	Bricht Zweige von den Bäumen, erschwert erheblich das Gehen im Freien.	Mäßig hohe Wellenberge mit Kämmen von beträchtlicher Länge. Von den Kanten der Kämme beginnt Gischt abzuwehen. Schaum legt sich in gut ausgeprägten Streifen in die Windrichtung.	34 - 40
9	Sturm	Kleinere Schäden an Häusern (Rauchhauben und Dachziegel werden abgeworfen).	Hohe Wellenberge, dichte Schaumstreifen in Windrichtung. "Rollen" der See beginnt. Gischt kann die Sicht schon beeinträchtigen.	41 - 47
10	schwerer Sturm	Entwurzelt Bäume, bedeutende Schäden an Häusern.	Sehr hohe Wellenberge mit langen überbrechenden Kämmen. See weiß durch Schaum. Schweres stoßartiges "Rollen" der See. Sichtbeeinträchtigung durch Gischt.	48 - 55
11	orkanartiger Sturm	Verbreitet Sturmschäden (sehr selten im Binnenland).	Außergewöhnlich hohe Wellenberge. Durch Gischt herabgesetzte Sicht.	56 - 63
12	Orkan	Schwerste Verwüstungen.	Luft mit Schaum und Gischt angefüllt. See vollständig weiß. Sicht sehr stark herabgesetzt. Jede Fernsicht hört auf.	64 und mehr

[Stand 1989]

DWD Offenbach / Bibliothek
B23029458
I Q 19 (Mappe)

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach/M.
98.321

WINDTAFEL



Beziehungen zwischen Beaufortgraden, Windgeschwindigkeiten und Staudruck

Bft-grad	Windgeschwindigkeit Bereiche m/s	Knoten	km/h	Äquivalentwerte m/s	kn	km/h	Staudruck Pa=N/m²
0	0 - 0,2	unter 1	unter 1	.0	.0	.0	.0
1	0,3 - 1,5	1 - 3	1 - 5	.9	1.7	3.1	.5
2	1,6 - 3,3	4 - 6	6 - 11	2.4	4.7	8.7	3.7
3	3,4 - 5,4	7 - 10	12 - 19	4.3	8.4	15.6	11.7
4	5,5 - 7,9	11 - 16	20 - 28	6.7	13.0	24.1	28.0
5	8,0 - 10,7	17 - 21	29 - 38	9.4	18.3	33.9	55.4
6	10,8 - 13,8	22 - 27	39 - 49	12.3	23.9	44.3	94.5
7	13,9 - 17,1	28 - 33	50 - 61	15.5	30.2	55.9	150.9
8	17,2 - 20,7	34 - 40	62 - 74	18.9	36.8	68.2	224.0
9	20,8 - 24,4	41 - 47	75 - 88	22.6	44.0	81.5	320.2
10	24,5 - 28,4	48 - 55	89 - 102	26.4	51.4	95.2	437.0
11	28,5 - 32,6	56 - 63	103 - 117	30.6	59.4	110.0	583.6
12	32,7 und mehr	64 und mehr	118 und mehr	34.8	67.7	125.4	758.1

Die Äquivalentwerte sind langjährige Mittelwerte der Windgeschwindigkeit (in verschiedenen Maßeinheiten) für die einzelnen Beaufort-Grade gemäß WMO-Vorschrift (1949).

Die Staudruck-Angaben P wurden aus den Äquivalentwerten V in m/s vereinfacht berechnet gemäß Entwurf zur DIN 1055, Teil 4:

$$P = V^2/1.6 \text{ (in Pa = N/m}^2\text{)}.$$

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach/M.

Beaufortskala und Windgeschwindigkeit.

International gültig seit 1.1.1949.

zu 67.1263

Beaufort-grad	Bezeichnung	Auswirkungen des Windes im Binnenlande	Auswirkungen des Windes auf der See	Staudruck in kg/m²
0	still	Windstille, Rauch steigt gerade empor.	Spiegelglatte See.	0
1	leiser Zug	Windrichtung angezeigt nur durch Zug des Rauches, aber nicht durch Windfahne.	Kleine schuppenförmig aussehende Kräuselwellen ohne Schaumköpfe.	0 - 0,1
2	leichte Brise	Wind am Gesicht fühlbar, Blätter säuseln, Windfahne bewegt sich.	Kleine Wellen, noch kurz, aber ausgeprägter. Kämme sehen glasig aus und brechen sich nicht.	0,2 - 0,6
3	schwache Brise	Blätter und dünne Zweige bewegen sich, Wind streckt einen Wimpel.	Kämme beginnen sich zu brechen. Schaum überwiegend glasig, ganz vereinzelt können kleine weisse Schaumköpfe auftreten.	0,7 - 1,8
4	mässige Brise	Hebt Staub und loses Papier, bewegt Zweige und dünnere Äste.	Wellen noch klein, werden aber länger, weisse Schaumköpfe treten aber schon ziemlich verbreitet auf.	1,9 - 3,9
5	frische Brise	Kleine Laubbäume beginnen zu schwanken. Schaumköpfe bilden sich auf Seen.	Mässige Wellen, die eine ausgeprägte lange Form annehmen. Überall weisse Schaumkämme. Ganz vereinzelt kann schon Gischt vorkommen.	4,0 - 7,2
6	starker Wind	Starke Äste in Bewegung, Pfeifen in Telegraphen-Leitungen, Regenschirme schwierig zu benutzen.	Bildung grosser Wellen beginnt. Kämme brechen sich und hinterlassen grössere weisse Schaumflächen. Etwas Gischt.	7,3 - 11,9
7	steifer Wind	Ganze Bäume in Bewegung, fühlbare Hemmung beim Gehen gegen den Wind.	See türmt sich. Der beim Brechen entstehende weisse Schaum beginnt sich in Streifen gegen die Windrichtung zu legen.	12,0 - 18,3
8	stürmischer Wind	Bricht Zweige von den Bäumen, erschwert erheblich das Gehen im Freien.	Mässig hohe Wellenberge mit Kämmen von beträchtlicher Länge. Von den Kanten der Kämme beginnt Gischt abzuwehen. Schaum legt sich in gut ausgeprägten Streifen in die Windrichtung.	18,4 - 26,8
9	Sturm	Kleinere Schäden an Häusern (Rauchhauben und Dachziegel werden abgeworfen).	Hohe Wellenberge, dichte Schaumstreifen in Windrichtung. "Rollen" der See beginnt. Gischt kann die Sicht schon beeinträchtigen.	26,9 - 37,3
10	schwerer Sturm	Entwurzelt Bäume, bedeutende Schäden an Häusern.	Sehr hohe Wellenberge mit langen überbrechenden Kämmen. See weiss durch Schaum. Schweres stossartiges "Rollen" der See. Sichtbeeinträchtigung durch Gischt.	37,4 - 50,5
11	orkanartiger Sturm	Verbreitete Sturmschäden (sehr selten im Binnenlande).	Aussergewöhnlich hohe Wellenberge. Durch Gischt herabgesetzte Sicht.	50,6 - 66,5
12	Orkan	Schwerste Verwüstungen.	Luft mit Schaum und Gischt angefüllt. See vollständig weiss. Sicht sehr stark herabgesetzt. Jede Fernsicht hört auf.	66,6 - 85,3

Beaufort-Grad	13	14	15	16	17
Staudruck in kg/m²	85,4 - 106	107 - 132	133 - 161	162 - 199	200 -

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036476

LR (101)

Untere und obere Grenzen der Geschwindigkeits- und Druckstufen
im Vergleich zu Beaufortgraden x)

Beaufort-grad	m/s	km/h	m.p.h.	Knoten	Staudruck in kg/m²
0	0 - 0,2	1	1	1	0
1	0,3 - 1,5	1 - 5	1 - 3	1 - 3	0 - 0,1
2	1,6 - 3,3	6 - 11	4 - 7	4 - 6	0,2 - 0,6
3	3,4 - 5,4	12 - 19	8 - 12	7 - 10	0,7 - 1,8
4	5,5 - 7,9	20 - 28	13 - 18	11 - 15	1,9 - 3,9
5	8,0 - 10,7	29 - 38	19 - 24	16 - 21	4,0 - 7,2
6	10,8 - 13,8	39 - 49	25 - 31	22 - 27	7,3 - 11,9
7	13,9 - 17,1	50 - 61	32 - 38	28 - 33	12,0 - 18,3
8	17,2 - 20,7	62 - 74	39 - 46	34 - 40	18,4 - 26,8
9	20,8 - 24,4	75 - 88	47 - 54	41 - 47	26,9 - 37,3
10	24,5 - 28,4	89 - 102	55 - 63	48 - 55	37,4 - 50,5
11	28,5 - 32,6	103 - 117	64 - 72	56 - 63	50,6 - 66,5
12	32,7 - 36,9	118 - 133	73 - 82	64 - 71	66,6 - 85,3
13	37,0 - 41,4	134 - 149	83 - 92	72 - 80	85,4 - 106
14	41,5 - 46,1	150 - 166	93 - 103	81 - 89	107 - 132
15	46,2 - 50,9	167 - 183	104 - 114	90 - 99	133 - 161
16	51,0 - 56,0	184 - 201	115 - 125	100 - 108	162 - 199
17	56,1 -	202 -	126 -	109 -	200 -

x) m/s = Meter pro Sekunde
km/h = Kilometer pro Stunde
m.p.h. = Meilen pro Stunde (1 Meile = 1609 Meter)
Knoten = Seemeilen pro Stunde (1 Seemeile = 1852 Meter)
Staudruck = Druck des Windes in Kilogramm pro Quadratmeter auf einer ebenen, senkrecht zum Winde stehenden Fläche (entsprechend der Normen im Bauwesen Din 1055)

Die obigen vergleichenden Angaben über Geschwindigkeit und Stärke des Bodenwindes in Beaufortgraden beziehen sich auf die international festgelegte Messhöhe von 10 m über Grund im freien Gelände. Bei gleichen Beaufortgraden kann man entsprechend der durchschnittlichen Änderung der Windgeschwindigkeit mit der Höhe zum Beispiel in 4 m über Grund mit einer um etwa 20 % kleineren, in 30 m Höhe über Grund mit einer um etwa 20 % grösseren Geschwindigkeit als den in 10 m gemessenen Werten rechnen. (Die Unterschiede gegenüber den vor dem 1.1.49 gültigen Vergleichsskalen erklären sich aus der Erhöhung des Bezugsniveaus von 6 m auf 10 m.) Bei Geschwindigkeitsangaben für einzelne Böenstösse sind die tatsächlich gemessenen Werte massgeblich; eine Umrechnung auf eine andere Bezugshöhe ist dabei nicht statthaft.

02. Juli 1990

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach / M.

90.794

DEUTSCHER WETTERDIENST
WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL
Nr. 19 a

Dauerregen und orkanartige Böen über Norddeutschland am 27./28.8.1989

Hilger Erdmann

Ein schweres Sturmtief über Norddeutschland richtete in der Nacht vom 27.08. zum 28.08.1989 vor allem in Schleswig-Holstein Schäden in Millionenhöhe an.

Die Entwicklung dieser Zyklone war atypisch: Am 25.08. hatte sich im Seegebiet südlich von Island in der Frontalzone, die die Polarluft im Norden von der wärmeren Meeresluft im Süden trennte, ein kleinräumiges, flaches Tief gebildet, das mit der herrschenden nordwestlichen Höhenströmung nach Südosten Richtung Britische Inseln geführt wurde. Über Mitteleuropa war die Luftmasse polaren Ursprungs am 25.08. bis zu den Alpen vorgedrungen. Es konnte also zunächst davon ausgegangen werden, daß die an der Vorderseite der Zyklone mitgeführte Warmluft ihre Energie im wesentlichen zur Erwärmung der stromabwärts vor ihr liegenden Kaltluftmasse verbrauchen würde und das Tief somit wenig entwicklungsfähig war. Bei der über Mitteleuropa westnordwestlichen Höhenströmung war anzunehmen, daß die Zyklone von Südostengland kommend in den Frankfurter Raum ziehen und Norddeutschland nur geringfügig beeinflussen würde. Wesentlich unterstützt wurde diese Annahme noch durch die numerisch erstellten Prognosen, die ebenfalls eine über Hessen hinweg verlaufende Zugbahn errechneten. So zeigte auch die 24-stündige Bodenvorhersagekarte des Deutschen Wetterdienstes für den 28.08.1989, 12 UTC, ein wenig ausgeprägtes Tief mit einem Kerndruck von ca. 1007 hPa im Raum Frankfurt, sowie den nördlichen Rand kompakter Bewölkung im Elbegebiet (Abb. 1). Dementsprechend ergaben auch die numerischen 24-stündigen Niederschlagsmengen für den größten Teil Norddeutschlands im Zeitraum vom 27.08. 06 UTC bis 28.08. 06 UTC Werte unter 0.1 mm, basierend auf dem Modell-Lauf vom 26.08. 00 UTC. Wie kam es nun zu den eklatanten Unterschieden zwischen numerischer Vorhersage und der Wirklichkeit?

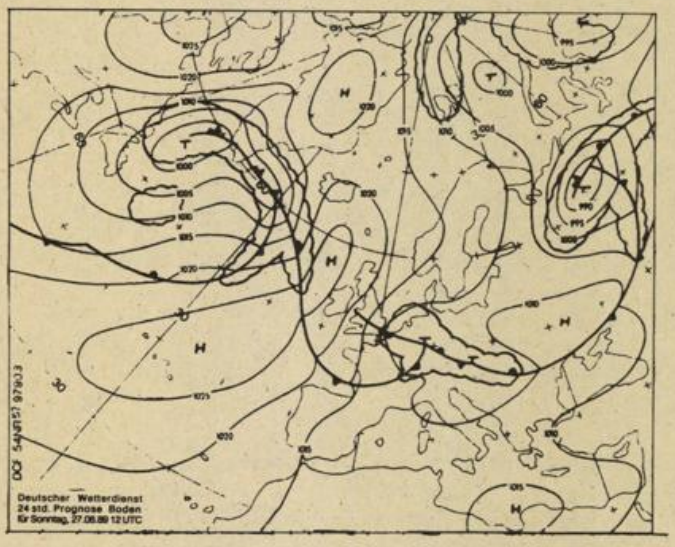


Abb. 1

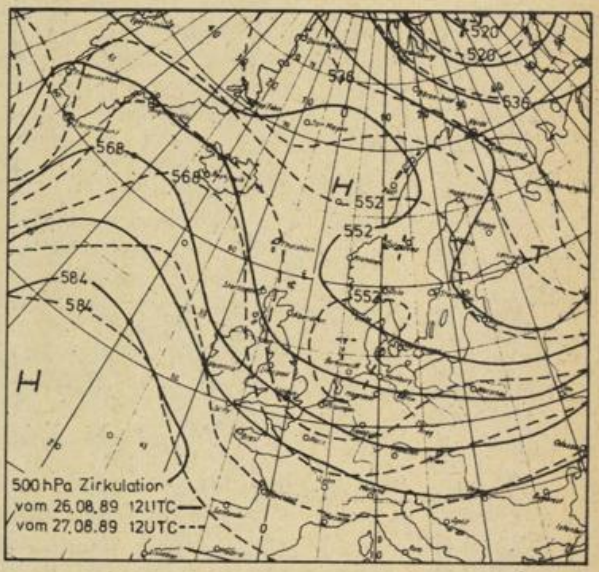


Abb. 2

Aufmerksamen Lesern der Wetterkarte des Deutschen Wetterdienstes wird nicht entgangen sein, daß vom 20. - 27.8.89 der Hurrikan »Erin« relativ weit östlich auf dem zentralen Nordatlantik langsam nordnordostwärts zog. Er führte Tropikluft mit sich. Am 26.08. wurde dieser Hurrikan in die südwestliche Höhenströmung eines umfangreichen Höhentiefs über Ostkanada einbezogen und bewegte sich mit zunehmender Geschwindigkeit nach Nordosten Richtung Island. Seine Warmluft wölbte den Höhenkeil westlich der Britischen Inseln nordwärts auf: so meldete Reyjavik/Island am 26.08. 12 UTC in 500 hPa -18 °C bei einer Höhe der 500 hPa-Druckfläche von 5640 geopotentiellen Metern (gpm), während hier bereits zwölf Stunden später -15 °C im gleichen Druckniveau bei 60 gpm angestiegener Höhe gemessen wurden. Nochmals um 2°C stieg die Temperatur bis zum 27.08. 12 UTC an und hob die 500 hPa Druckfläche auf 6800 gpm.Stromabwärts bedeutete diese Druckflächenaufwölbung ein Rechtsdrehen der Höhenströmung, so daß über den Britischen Inseln der Nordwestwind gegen Nord drehte und aufgrund des wachsenden Druckflächenunterschiedes zwischen der tiefliegenden 500 hPa-Druckfläche in der Kaltluft über Mitteleuropa und der durch die Warmluftzufuhr aufgewölbten 500 hPa-Druckläche im Westen Windzunahme erfolgte. Abbildung 2 zeigt schematisch die Änderung der Höhenströmungsverhältnisse in 500 hPa vom 26.08. 12 UTC bis 27.08. 12 UTC.

DWD Offenbach / Bibliothek
B23030275

[11892]

LR (101)

Aufgrund dieser durch »Erin« erzeugten Aufwölbung der 500 hPa-Druckfläche über dem zentralen Nordatlantik floß nun zunehmend hochreichende polare Kaltluft aus dem Nordmeer über die Nordsee und die Britischen Inseln nach Süden und erzeugte eine Absenkung der 500 hPa-Druckfläche um fast 100 gpm über Ostengland und Benelux; der hier liegende Höhentrog intensivierte sich also. Einhergehend damit drehte die Höhenströmung vor allem über dem nördlichen Bundesgebiet: So meldete die Radiosondenstation Schleswig am 26.08., 12 UTC, noch Westnordwestwind, 24 Stunden später aber Südwind in diesem Niveau. Diese markante Änderung der Höhenzirkulation wurde für den weiteren Lebensweg der am 26.08., 12 UTC, noch über Mittelengland liegenden Bodenzyklone entscheidend: Zunächst zog das Tief zwar zur Rheinmündung, umrundete dort aber den sich verschärfenden Höhentrog und gelangte zunehmend auf die Vorderseite des Troges in die hier rückdrehende Höhenströmung. Dieses Rückdrehen bewirkte, daß vor allem in den unteren Schichten der Tropospäre Warmluft aus Mittelfrankreich und Südwestdeutschland zunehmend nach Norden in Bewegung gesetzt wurde. Die Warmluft war subtropischen Ursprungs und beinhaltete hohe Wasserdampfraten. So war die Luft in den unteren und mittleren Troposphärenschichten nahezu gesättigt, was sich auch an den hohen Taupunkten und Bewölkungsanteilen in diesem Raum zeigte.Im Laufe des 27.08. erreichte die feuchtwarme Luft Niedersachsen.

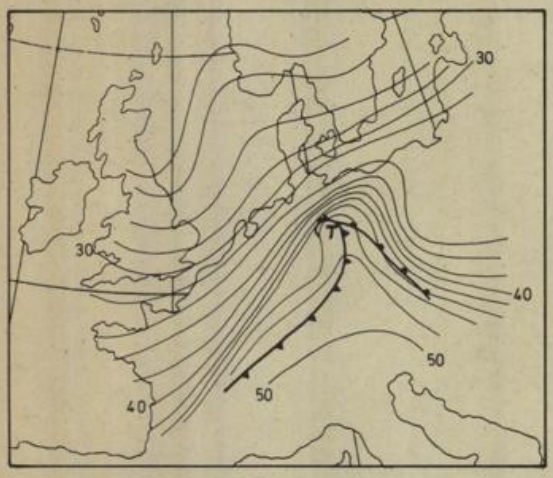


Abb. 3

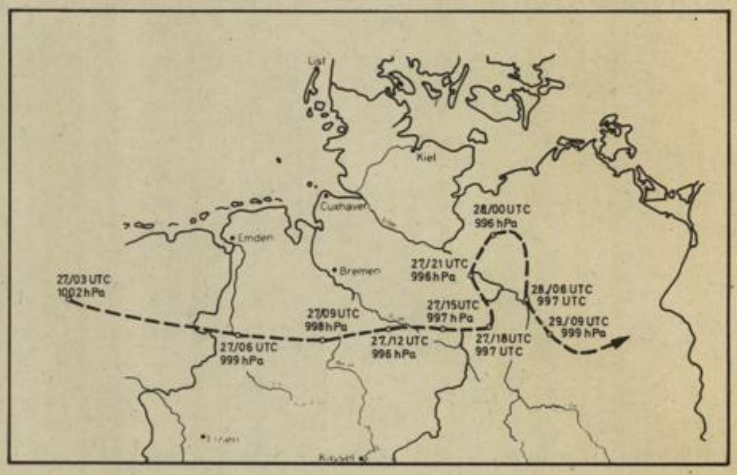


Abb.4

Abb. 3 zeigt deutlich anhand der Analyse der pseudopotentiellen Temperaturen die Energieunterschiede zwischen der Kaltluft im Norden und der eingeschobenen Warmluftzunge im Süden Norddeutschlands im 850 hPa-Niveau (in ca. 1500 m Höhe). Die pseudopotentielle Temperatur ist diejenige Temperatur, die eine Luftmasse annehmen würde, wenn sie kondensierend aufstiege, bis sie ihren Wasserdampf vollständig verloren hätte und dann wieder trockenadiabatisch bis zum Boden absänke. Mit gleichzeitiger, über Norddeutschland wachsender zyklonaler Rotation der Luftteilchen wurde die Warmluft intensiv gehoben und erzeugte ein breites Niederschlagsfeld, das sich im Laufe des Tages intensivierte. Damit war die weitere Entwicklung des Bodentiefs geklärt: Es mußte eine nördlichere Zugbahn als prognostiziert annehmen und sich - an der sich verstärkenden - Trogvorderseite vertiefen. Eine derartige Zyklonenentwicklung, die mittelbar verursacht wurde, wie hier durch Hurrikan »Erin«, bezeichnet man »induzierte Zyklogenese«.

Abb. 4 zeigt die Zugbahn des Tiefs, das bis zum 27.08., 15 UTC, das östliche Niedersachsen erreicht hatte. Inzwischen hatte die Warmluftzunge weit das Tief im Norden umrundet und eine Druckflächenanhebung über Südskandinavien bewirkt; so stieg die 500 hPa Fläche in Kopenhagen um 30, in Göteborg um 70 gpm innerhalb von 24 Stunden. Aus dem Höhentrog entstand daher ein abgeschlossenes Höhentief, das sich letztendlich bis zur Tropopause durchsetzte. Die Folge war eine weiteres Rückdrehen der Höhenströmung über Schleswig-Holstein, so daß Schleswig am 28.08., 00 UTC, bereits Ostnordostwind in der 500 hPa-Fläche meldete.

Auf dieses Rückdrehen der Höhenwinde sprach auch das Bodentief an, das sich am Abend des 27.08. nach Nordnordwest bewegte. Bei geringem Luftdruckanstieg über Skandinavien und Druckfall über Mecklenburg und Ostholstein verschärften sich die Luftdruckgegensätze über den Südteilen der Ostsee und Schleswig-Holstein und erzeugten hier den schweren Nordoststurm. Zwischen Mitternacht und Morgen des 28.08. traten die stärksten Winde auf, die in Böen an der Station Kiel-Leuchtturm Orkanstärke erreichten.

Abb. 5 gibt einen Überblick über die maximalen Böen in Knoten an einigen Stationen Norddeutschlands in dieser Zeit. Mit zunehmender Überlagerung der zyklonalen Zirkulation in der Höhe mit dem Bodentief reduzierte sich die Zuggeschwindigkeit des Systems, so daß sich Niederschlags- und Sturmfeld kaum veränderten.

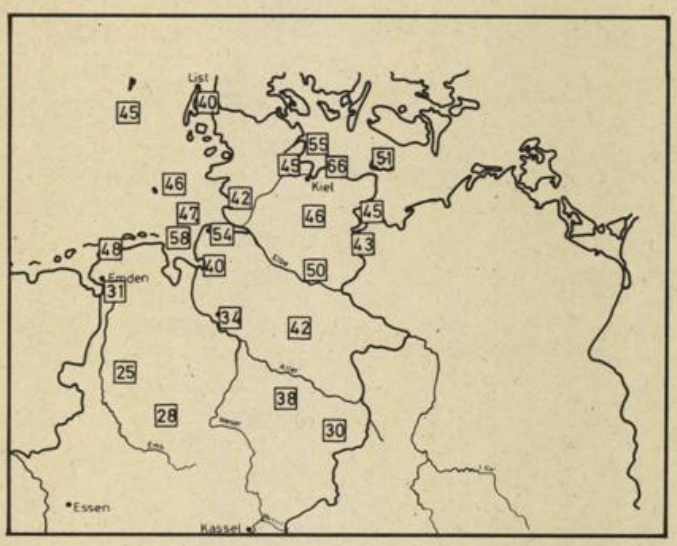


Abb. 5

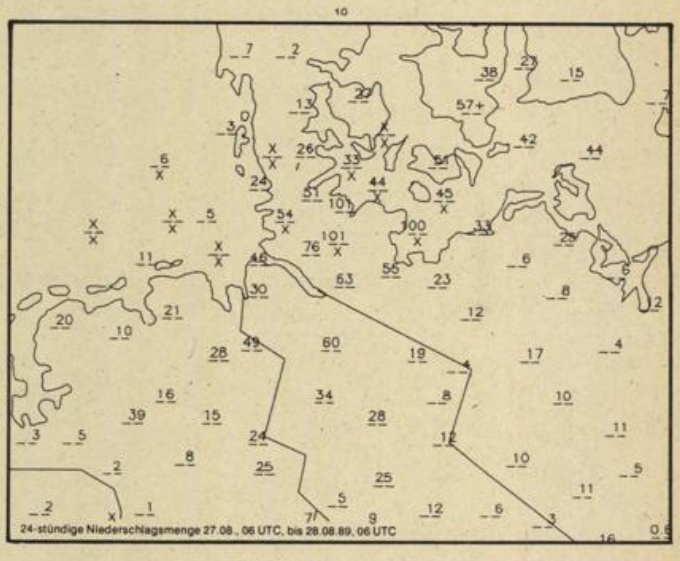


Abb.6

Schleswig-Holstein auf der Hebungsseite der Zyklone meldete somit 24-stündige Niederschlagsmengen bis über 100 mm (Abb. 6). Am 28.08. bewegten sich Boden- und Höhentief schließlich unter langsamer Abschwächung allmählich südostwärts, so daß über Norddeutschland zögernd Wetterbesserung von Nordwest nach Südost eintrat.

Vergleichbare, wenn auch höhere Niederschlagssummen durch großflächigen Niederschlag (also keine isolierten Gewitterzellen) gab es in Ostholstein übrigens fast 43 Jahre zuvor, als am 26. und 27.08.1946 bis über 200 mm Niederschlag gemessen wurden. Dennoch gab es einen Rekord: auf der »kalten« Seite des Tiefs bei teils kräftigem Dauerregen betrug das Tagesmaximum der Lufttemperatur am 27.08.1989 an der Station Hamburg-Fuhlsbüttel nur 11.4 °C; es ist damit das bisher tiefste Temperaturmaximum für einen 27. August an dieser Station.

Schließlich bleibt am Ende der nachträglichen Analyse dennoch die Frage: Werden derartige Entwicklungen einmal rechtzeitig vorhersagbar sein? Die numerischen Prognosen haben »diesen Fall« nicht hinreichend erfaßt; sicherlich ein Manko, besonders bezüglich der Maschenweite des Zirkulationsmodells, wenn man berücksichtigt, daß sowohl Hurrikane als auch intensive kleinräumige Druckgebilde noch unzureichend numerisch erfaßt und simuliert werden. Mit der Implementierung feinmaschigerer Modelle auf der neuen Großrechneranlage des Deutschen Wetterdienstes wird allerdings auch hier die Prognosegüte wachsen.

5. MAI 1967

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 2

Der Jahresgang des Luftdrucks, der Temperatur und des Niederschlags (Schnitt Nordsee - Schlesien)

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach/M.
zu 67.1263

Vorbemerkung

Lehrproben sind Hilfsmittel für die Hand des Lehrers oder Vortragenden. Sie enthalten dementsprechend das für erforderlich gehaltene Ausgangsmaterial und die für den beabsichtigten Lehrzweck geeignet erscheinenden Umrechnungen und Darstellungen. Diese Bearbeitungen sind absichtlich so ausführlich gehalten, um dem Lehrer die Arbeit eigener Berechnung abzunehmen und ihm an dem vorliegenden Bild ein Urteil über die Verwendbarkeit der Darstellung zu erleichtern. Lehrproben stellen demnach zunächst eine Materialsammlung dar; ob ein Problem in allen Bearbeitungen im Unterricht oder im Vortrag in der ausgeführten Art oder in dem jeweils vorgelegten Umfang gebracht wird, bleibt dem Lehrer völlig freigestellt.

Das nachstehend bearbeitete Beispiel soll veranschaulichen, wie von See her landeinwärts sich Luftdruck, Temperatur und Niederschlag in ihrem Jahresgang verhalten. Zweck der Lehrprobe ist also die Vermittlung von Begriffen wie „Ozeanität - Kontinentalität" oder - darauf aufbauend - „Monsun", „europäischer Monsun". Die Nennung dieser Begriffe oder ihre bevorzugte Behandlung wird jedoch damit weder empfohlen noch gefordert; Stoff und Methode bleiben vielmehr völlig dem Lehrer überlassen, der sie dem allgemeinen Bildungsstand und der Auffassungsgabe seiner Hörerschaft anpaßt.

Es erscheint jedoch ratsam, dem Schüler oder seinem Hörer bei Gelegenheit immer wieder klar zu machen, daß Meteorologie, Klimatologie und Aerologie in ihren Betrachtungen auf Vergleiche angewiesen sind. Das bringt mit sich, daß Beobachtungstatsachen, die in Jahrbüchern oder Tabellenwerken veröffentlicht werden, in einer solchen Weise umgerechnet werden müssen, daß sie den gerade anzustellenden Vergleich überhaupt erst ermöglichen (z.B. Umrechnung der Monatsmittel auf gleiche Monatslänge, Reduktionen wegen der verschiedenen Stationshöhen usw.). Hierbei wird sich auch Gelegenheit zu einem Hinweis finden lassen, wie kritisch und genau der Wetterdienst beobachten und seine Beobachtungswerte berechnen, prüfen und vergleichen muß, bis er Allgemeingültiges auszusagen vermag: m.a.W., welche Unsumme von Arbeit in der täglichen und jährlichen Arbeit des Wetterdienstes auf Sammlung und Aufarbeitung von vielen einzelnen Beobachtungstatsachen verwandt werden muß, wovon der Laie oder Fernerstehende in der Regel keine Ahnung hat.

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036526

[1967]
LR (101)

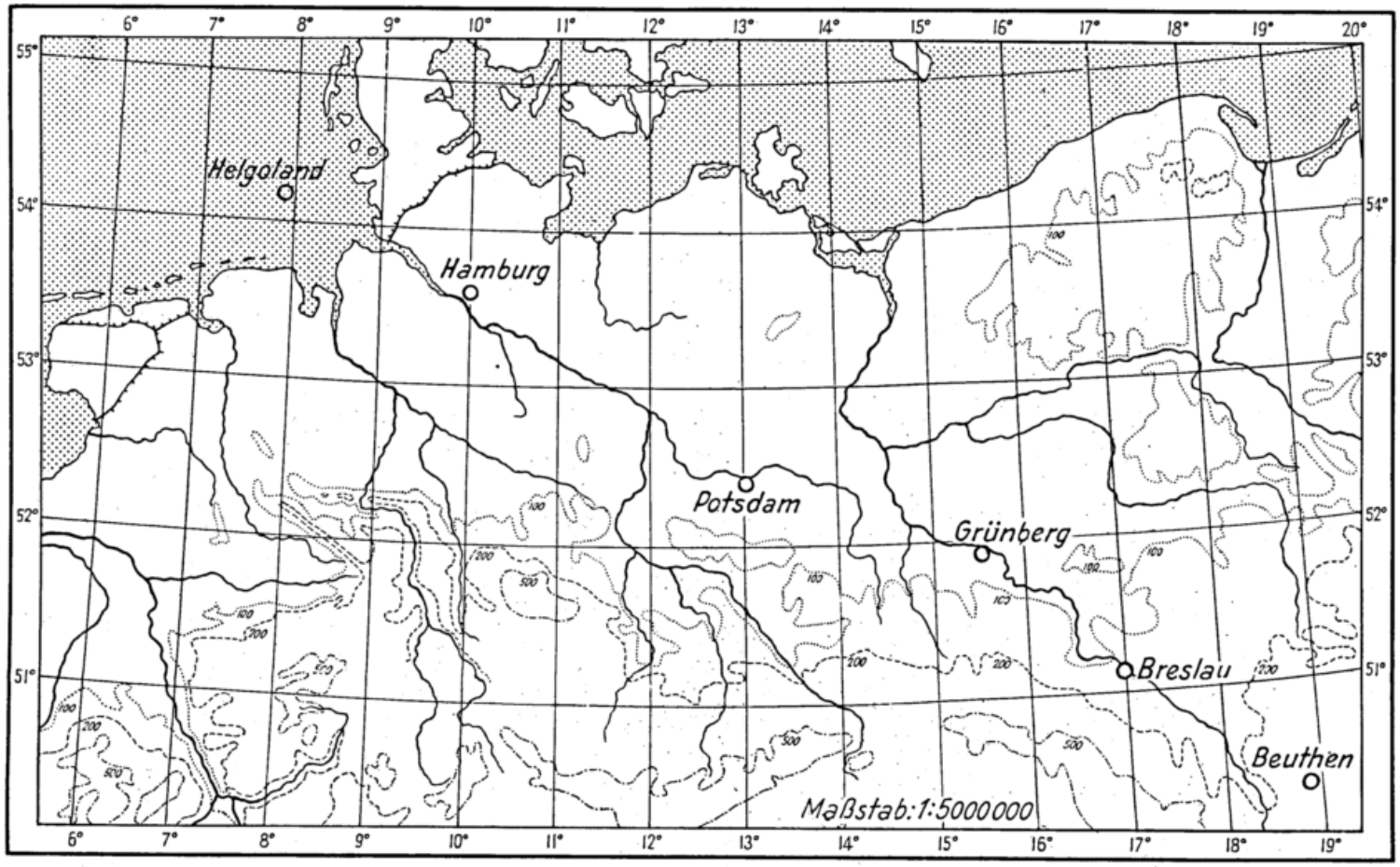


Bild 1: Stationskarte

A. Geographische Lage der Stationen: (s.hierzu Bild 1)

	Geogr.Breite	Geogr.Länge	Höhe
1. Helgoland	54°10'	7°51'	41 m
2. Hamburg	53°38'	10°02'	29 m
3. Potsdam	52°23'	13°04'	82 m
4. Grünberg (Schlesien)	51°56'	15°30'	151 m
5. Breslau (Krietern)	51°04'	17°00'	127 m
6. Beuthen	50°21'	18°55'	292 m

B. Der Gang des Luftdrucks:

In Tabelle 1 werden die Monats- und Jahresmittel des Luftdrucks der sechs Stationen nach der Klimakunde des Deutschen Reichs, Tabellenband, mitgeteilt.

Tabelle 1 (700 mm +)

Monats- und Jahres-Mittelwerte des Luftdrucks (mm) nach Stationshöhen (1881 - 1930)

	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Helgoland 42.1	57,5	57,0	55,3	56,0	57,8	57,8	56,8	56,2	57,9	56,3	56,4	55,1	756,7 mm
Hamburg 26.0	60,0	59,3	57,3	57,7	59,2	59,2	58,4	58,1	59,9	58,7	59,0	57,7	758,7 mm
Potsdam 84.9	55,3	54,4	52,3	52,4	53,9	53,8	53,4	53,4	55,1	54,2	54,5	53,3	753,8 mm
Grünberg 149.0	49,5	48,6	46,6	46,5	48,1	47,8	47,6	47,8	49,4	48,6	48,8	47,7	748,1 mm
Breslau 147.0	50,4	49,4	47,2	46,9	48,4	48,1	48,0	48,3	50,0	49,5	49,7	48,6	748,7 mm
Beuthen 290.6	37,7	36,6	34,6	34,3	35,8	35,7	35,7	36,2	37,6	37,0	37,2	36,1	736,1 mm

Die aufgeführten Werte sind „wahre" Luftdruckmittel. Sie sind Höhen der Quecksilbersäule, die im Barometer dem Außendruck der Luft das Gleichgewicht hält; die Länge dieser Quecksilbersäule ist für die Quecksilber-(Barometer-) Temperatur von 0°C berechnet; man sagt, die Luftdruckwerte sind für 0°C Barometer-Temperatur verbessert.

Die Vielfalt der Zahlen gestattet es auf den ersten Blick nicht, ein bestimmtes Verhalten des Luftdrucks während des Jahres abzulesen. Vor allem sind auch die Angaben der einzelnen Stationen von einander unterschieden, weil die Stationen in verschiedenen Höhenlagen messen; bekanntlich beträgt die Abnahme des Luftdrucks mit der Höhe in den unteren Schichten der Lufthülle ca. 1 mm für 10,5 m, d.h. die barometrische Höhenstufe ist hier 10,5 m. Wir könnten somit die Angaben der einzelnen Stationen vergleichbar machen, wenn wir entsprechend der Stationshöhe die Luftdrucke erhöhen würden.

Wir würden dann jedoch wieder die großen Zahlen der Barometermittel für jeden Monat erhalten, die (abgesehen von einer noch erforderlichen Verbesserung der Angaben wegen der wechselnden Temperatur der Außenluft und dem damit verbundenen verschiedenen Luftgewicht) eine Vergleichbarkeit erschweren. Wir wenden daher eine andere Methode an:

Für jede Station ist das Jahresmittel des Luftdruckes in der letzten Spalte mitgeteilt. Für jedes Monatsmittel errechnen wir den Unterschied gegen das Jahresmittel:

Tabelle 2

Differenz der Monatsmittel des Luftdruckes (in 1/10 mm) gegen das Jahresmittel (s.hierzu Bild 1)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Helgoland	+ 8	+ 3	-14	- 7	+11	+11	+ 1	- 5	+12	- 4	- 3	-16	756,9
Hamburg	+13	+ 6	-14	-10	+ 5	+ 5	- 3	- 6	+12	± 0	+ 3	-10	758,7
Potsdam	+15	+ 6	-15	-14	+ 1	± 0	- 4	- 4	+13	+ 4	+ 7	- 5	753,8
Grünberg	+14	+ 5	-15	-16	± 0	- 3	- 5	- 3	+13	+ 5	+ 7	- 4	748,1
Breslau	+17	+ 7	-15	-18	- 3	- 6	- 7	- 4	+13	+ 8	+10	- 1	748,7
Beuthen	+15	+ 4	-16	-19	- 4	- 5	- 5	± 0	+14	+ 8	+10	- 1	736,2

Der Gang der Luftdruck-Differenz der Monate gegen das Jahresmittel ist in Bild 2 dargestellt. Es ergibt sich:

	Helgoland	Hamburg	Potsdam	Grünberg	Breslau	Beuthen
April - September	+23	+ 3	- 8	-14	-25	-19
Oktober - März	-26	- 2	+12	+12	+26	+20

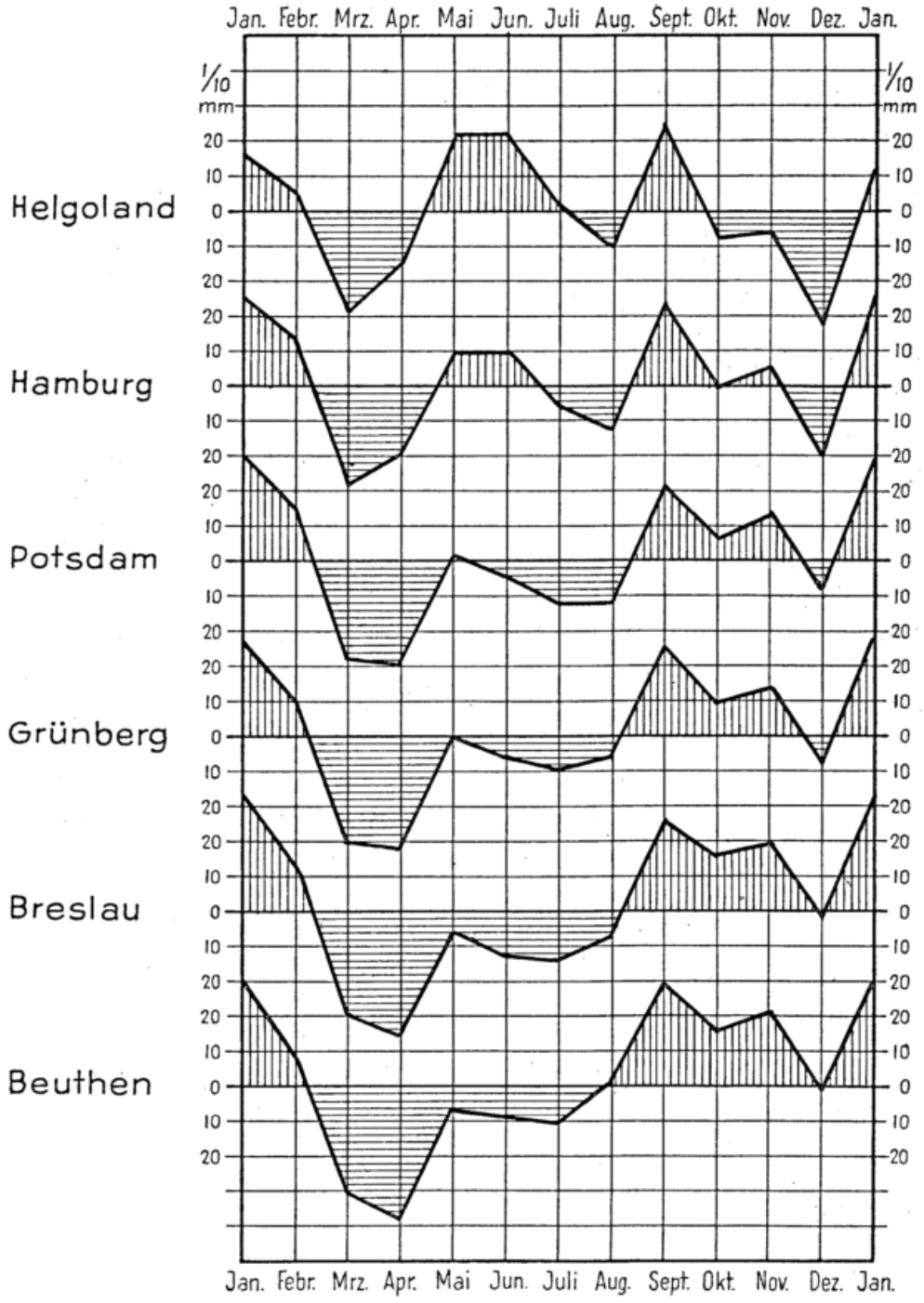


Bild 2: Differenz der Monatsmittel des Luftdruckes (in Zehntel Millimeter) gegen das Jahresmittel.

Reihe: 1881 - 1930

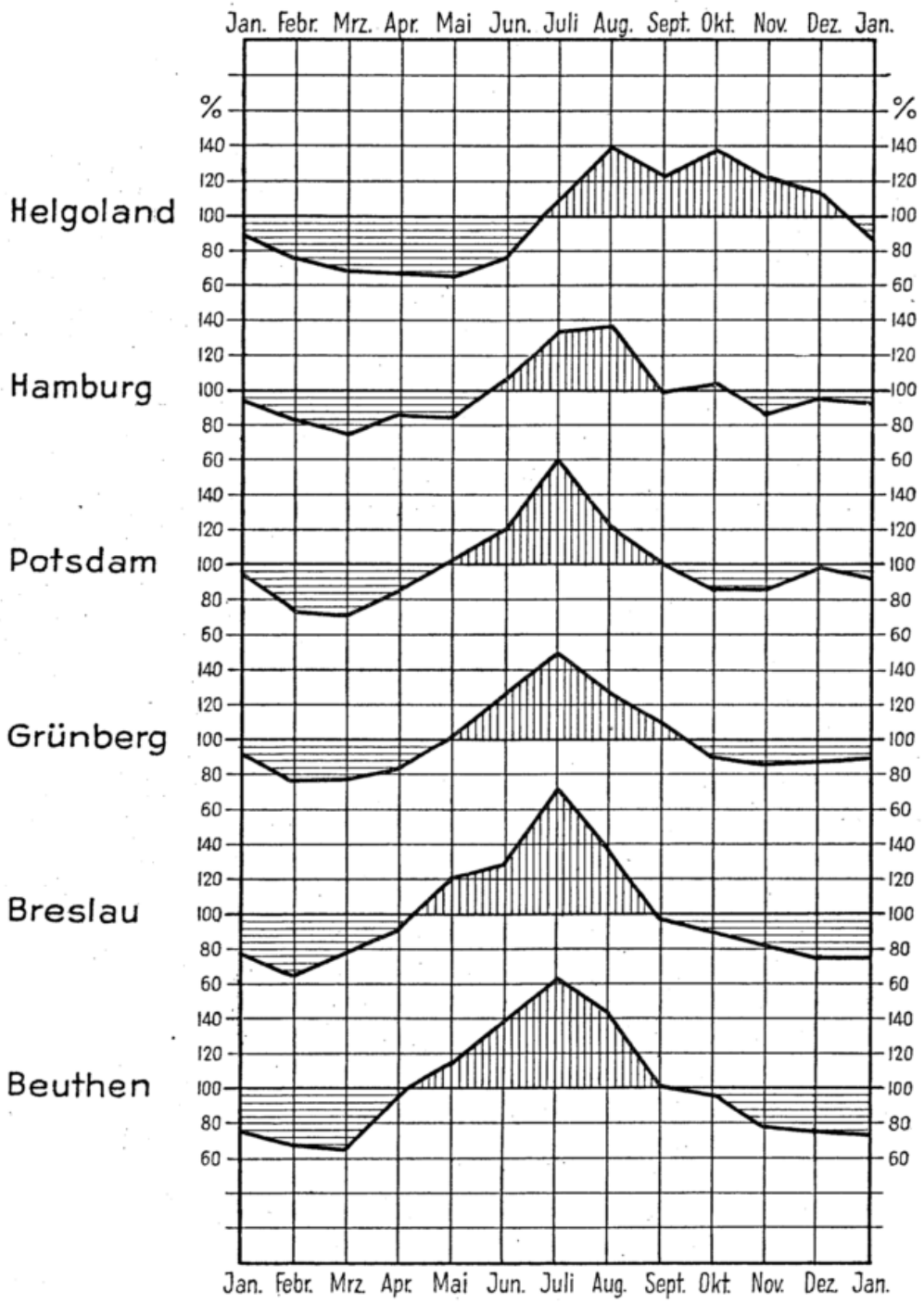


Bild 3: Monatliche Abweichung (%) der Niederschlagsmittel, (bezogen auf den Normalmonat - 1/12 der Jahressumme, Monatsdauer 30,4 Tage).
Reihe: 1881 - 1930

Helgoland - Beuthen

Der Luftdruck ist also verhältnismäßig hoch:

Seegebiet	Sommerhalbjahr (April-September)
Schlesien	Winterhalbjahr (Oktober-März)

verhältnismäßig niedrig:

Seegebiet	Winterhalbjahr (Oktober-März)
Schlesien	Sommerhalbjahr (April-September)

C. Die Lufttemperatur

Wahre Lufttemperaturen bestimmt der Meteorologe in der Thermometerhütte in 2 m Höhe über dem Boden; die Station muß frei liegen. Die Thermometerhütte steht also tagsüber in der Sonne; jedoch werden die Thermometer selbst von der Sonne nicht getroffen. In 2 m Höhe über dem Erdboden sind auch die Verschiedenheiten der Lufttemperatur, die von kleinen Unterschieden in der Bewachsung des Bodens und dessen sonstigen Eigenschaften herrühren, gemildert, so daß man diese Werte über größere Gebiete hinweg vergleichen kann. (Die Stationshöhe der Beobachtungsorte (m über Meer) ist bei diesem Vergleich nicht berücksichtigt.)

Tabelle 3

Monats- u. Jahresmittel der wahren Lufttemperatur und Differenz kältestes zu wärmstem Monatsmittel 1881/1930

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr	Δt
Helgoland	41	1,8	1,6	2,9	5,9	10,1	13,4	15,6	15,8	14,2	10,4	6,3	3,4	8,4	14,0
Hamburg	29	0,3	1,0	3,5	7,5	12,3	15,4	17,1	16,2	13,6	8,8	4,2	1,6	8,5	16,8
Potsdam	82	-0,7	0,2	3,3	7,6	13,0	15,9	17,7	16,5	13,4	8,4	3,4	0,5	8,3	18,4
Grünberg	151	-1,3	-0,3	3,1	7,7	13,3	16,3	18,1	16,9	13,5	8,4	3,1	0,0	8,2	19,4
Bremen	127	-1,6	-0,4	3,0	7,7	13,3	16,0	17,8	16,8	13,5	8,6	3,2	0,0	8,2	19,4
Beuthen	292	-2,5	-1,5	2,4	7,4	13,1	15,8	17,7	16,5	13,0	8,2	2,8	0,8	7,7	20,2

Die reduzierten Jahresmittel sind (verbessert um +0,5°C für 100 m Höhenzunahme):

Helgoland	Hamburg	Potsdam	Grünberg	Breslau	Beuthen	
8,6	8,6	8,7	8,9	8,8	9,2	°C

Die Temperatur steigt landeinwärts (Nordsee → Schlesien) leicht an ! Die Unterschiede zwischen kältestem und wärmstem Monat steigen landeinwärts ebenfalls an ! (s.Tab. 3, Δt°)

Die mittlere tägliche Höchst- und Niedrigst-Temperatur ergibt sich:

Tabelle 4a

Mittlere tägliche Maxima der Lufttemperatur

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Helgoland	41	3,4	3,2	4,8	8,3	12,9	15,8	18,1	18,1	16,3	12,0	7,9	4,6	10,4
Hamburg	29	2,3	3,2	6,4	10,9	16,2	19,1	20,8	19,9	17,2	11,9	6,6	6,5	11,5
Potsdam	82	1,8	3,5	7,9	13,1	19,0	21,6	23,4	22,4	19,0	12,7	6,3	2,7	12,8
Grünberg	151	1,1	2,8	7,2	12,7	18,7	21,7	23,5	22,4	18,7	12,4	5,8	2,0	12,4
Breslau	127	1,2	2,7	7,2	12,7	18,4	21,4	23,6	22,7	19,1	13,2	6,4	2,5	12,6
Beuthen	292	0,1	1,6	6,5	12,3	19,1	22,0	23,8	22,1	18,1	12,3	5,5	1,5	12,1

Tabelle 4b

Mittlere tägliche Minima der Lufttemperatur

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Helgoland	41	0,2	0,0	1,2	3,9	7,7	11,1	13,5	13,8	12,4	8,7	4,6	1,8	6,6
Hamburg	29	-1,5	-1,1	0,9	4,0	8,3	11,5	13,6	13,0	10,5	6,5	2,3	0,0	5,7
Potsdam	82	-3,4	-2,8	-0,3	3,1	7,6	10,7	12,9	12,1	9,2	5,0	0,6	-1,9	4,4
Grünberg	151	-3,8	-3,1	-0,3	3,4	8,2	11,2	13,3	12,5	9,5	5,2	0,7	-2,2	4,6
Breslau	127	-4,8	-3,8	-0,7	2,8	7,4	10,2	12,0	11,4	8,6	4,4	0,2	-2,6	3,8
Beuthen	292	-5,5	-4,7	-1,3	2,8	7,7	10,6	12,5	11,7	8,6	4,5	0,1	-3,4	3,6

Daraus errechnet sich eine mittlere tägliche Schwankung der Lufttemperatur (als Differenz zwischen tägl. Maximum und Minimum):

Tabelle 5
Mittlere tägliche Temperaturschwankung der Luft

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Helgoland	3,2	3,2	3,6	4,4	5,2	4,7	4,6	4,3	3,9	3,3	3,3	2,8	3,8
Hamburg	3,8	4,3	5,5	6,9	7,9	7,6	7,2	6,9	6,7	5,4	4,3	3,5	5,8
Potsdam	5,2	6,3	8,2	10,0	11,4	10,9	10,5	10,3	9,8	7,7	5,7	4,6	8,4
Grünberg	4,9	5,9	7,5	9,3	10,5	10,5	10,2	9,9	9,2	7,2	5,1	4,2	7,8
Breslau	6,0	6,5	7,9	9,9	11,0	11,2	11,6	11,3	10,5	8,8	6,2	5,1	8,8
Beuthen	5,6	6,3	7,8	9,5	11,4	11,4	11,3	10,4	9,5	7,8	5,4	4,9	8,4

Die Maxima steigen landeinwärts an; der wärmste Monat des Jahres hat in Schlesien eine fast 6°C höhere tägliche höchste Lufttemperatur als die Nordsee. Die Minima liegen dagegen im Winter in Schlesien um fast ebensoviel niedriger als im Nordseegebiet. Und die mittlere tägliche Temperaturschwankung nimmt ebenfalls landeinwärts beträchtlich zu.

D. Der Niederschlag

Die mittleren Niederschlagsmengen der Monate und des Jahres für die 6 Stationen ergeben aus den Jahren 1891-1930 (40 Jahre) folgende Werte:

Tabelle 6
Mittlere Monats- und Jahressummen des Niederschlags (mm) für die Reihe (1891-1940)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr
Helgoland	53	42	43	40	41	45	68	86	74	85	72	69	718
Hamburg	59	48	49	52	54	66	85	87	61	65	53	61	740
Potsdam	46	33	36	40	51	58	81	61	48	43	41	48	586
Grünberg	48	37	42	43	54	67	81	68	57	48	44	47	636
Breslau	38	29	38	43	60	62	87	68	46	44	39	38	592
Beuthen	46	37	40	58	69	82	101	88	59	59	46	47	732

Man sieht, daß allenthalben im Sommer größere Mengen zu erwarten sind. Da die Werte aber für Monate mit verschieden langer Dauer mitgeteilt sind, ergibt sich ein besseres Bild, wenn die Mengen für Monate mit gleich langer Dauer (30,4 Tage) umgerechnet werden.

Tabelle 7
Mittlere Monats-Summen bei gleicher Dauer jedes Monats (30,4 Tage)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Jahr	in % 30,41 Tage
Helgoland	52	46	42	41	40	46	67	84	75	83	73	68	718	59,83
Hamburg	58	52	48	53	53	67	83	85	62	64	54	60	740	61,75
Potsdam	45	36	35	41	50	59	79	60	49	42	42	47	586	48,60
Grünberg	47	40	41	44	53	68	79	67	58	47	45	46	636	52,90
Breslau	37	31	37	44	59	63	85	67	47	43	40	37	592	49,20
Beuthen	45	40	39	59	68	83	99	86	60	58	47	46	732	60,80

Der Anteil am Niederschlag, der jedem Monat von gleicher Dauer zukommt, ist unter den Stationen insofern noch schwer vergleichbar, weil die Stationen an sich verschiedene Gesamtmengen erhalten. In Tabelle 8 sind daher die Werte der Tabelle 7 umgerechnet auf Verhältniszahlen, wobei ein Zwölftel der Jahressumme = 100% gesetzt ist.

Tabelle 8

Verhältnis der Monatsmengen (von 30,4 Tagen) zu 1/12 der Jahresmenge

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Helgoland	87	77	70	69	67	77	112	140	125	139	122	114
Hamburg	94	84	78	86	86	108	134	138	100	104	87	97
Potsdam	93	74	72	84	103	119	162	123	101	86	86	97
Grünberg	89	75	77	83	100	128	149	126	110	89	85	87
Breslau	75	63	75	90	120	128	173	136	96	87	81	75
Beuthen	74	66	64	97	112	137	163	142	99	96	77	76

Daraus folgt: Landeinwärts fallen die Niederschläge im Sommer; im Durchschnitt ist im Juli die Hauptmenge des Jahresniederschlags zu erwarten.

02. Juli 1990

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach/M.

DER KALTE JANUAR 1977 IN DEN USA

Kältewellen überfluten Nordamerika, gewaltige Schneemassen verursachen Verkehrschaos und Energieverknappung, die Versorgung bricht zusammen, Industriewerke schließen ihre Pforten, extrem tiefe Temperaturen von -40 °C und weniger werden gemeldet, Autofahrer erfrieren in ihren Wagen.

Derartige Meldungen, eine Mischung aus Wetterdaten und katastrophalen Auswirkungen, wurden im Januar 1977 verbreitet. Was ist von den Berichten zu halten? Wie sind diese Witterungsverhältnisse zu beurteilen?

Einige wesentliche Aussagen über die Januarkälte können aufgrund der uns vorliegenden Abweichungen der Monatsmitteltemperaturen vom langjährigen Mittel gemacht werden (Abb. 1).

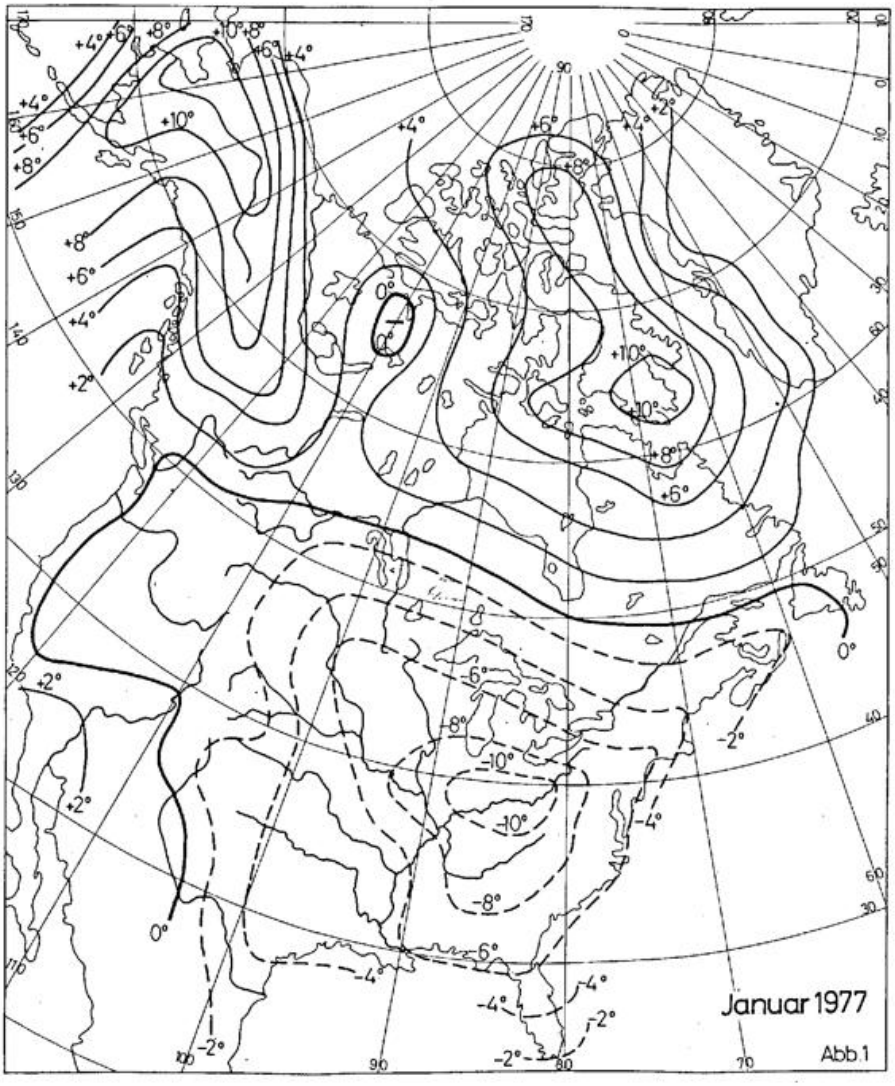


Abb. 1: Abweichung vom langjährigen Temperaturmittel in °C

Die größte Abweichung von -10 bis -11 °C trat südlich der Großen Seen im Ohio-River-Gebiet auf. Dieser Wert war allerdings extrem. Eine Vorstellung kann man gewinnen, wenn man ihn mit dem sehr kalten Winter 1946/47 in Hamburg vergleicht, dort trat im Februar 1947 eine negative Abweichung von -7,9 °C auf. Eine ebenfalls noch außergewöhnlich große Abweichung von -6 °C reichte Januar 1977 bis zum US-Golf und an die atlantische Küste bis nach New York. Nach Norden wurden die Abweichungen immer geringer, bis sie an der Grenze nach Kanada sogar in positive Werte übergingen. Auch im Felsengebirge traten meist keine allzugroßen negativen Abweichungen mehr auf, an der Pazifikküste wurden örtlich sogar übernormale Mitteltemperaturen verzeichnet. Das Kältegebiet beschränkte sich also etwa auf das Staatsgebiet der USA östlich der Rocky Mountains bis zur Atlantikküste mit dem Zentrum im dichten Bevölkerungs- und industriellen Ballungsgebiet des Ostens. Diese geographische Lage des Kältegebietes war sicherlich entscheidend für den Umfang der Auswirkungen auf das menschliche Leben. Wäre die entsprechende Kälte in dem menschenarmen Labrador aufgetreten, hätte die Welt wohl kaum Kenntnis von ihr genommen.

Die Begrenzung der Kälte auf den Osten der USA mag für den Laien bemerkenswert sein. Als erstaunlich dürfte er es ansehen, daß der Kälte in den USA ein ausgesprochen zu warmer Winter in ganz Kanada mit Ausnahme des Gebietes zwischen Toronto und Montreal sowie westlich und östlich des Winnipeg Sees gegenüberstand. Extrem positive Abweichungen, die den negativen in den USA an absoluten Werten nicht nachstanden, wurden von Labrador über Baffinland bis zum Polarmeer festgestellt (+8 bis +10 °C).

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036480

Ein weiteres Gebiet sehr großer positiver Abweichung lag im Raum des kanadischen Felsengebirges und über ganz Alaska. Besonders an der Westküste Alaskas wurden extrem positive Abweichungen festgestellt (+10 bis +11 °C). Aber auch die Weiten Kanadas zwischen dem Hudson Meer und den Rocky Mountains wiesen positive Abweichungen auf, wenn auch nicht so große wie in den Erwärmungsgebieten im Osten und Westen. Flächenmäßig war etwa 50 % des amerikanischen Kontinents zu warm. Bemerkenswert ist ferner, daß auch die Westküste Grönlands bis zur Nordküste im Mittel des Monats zu warm war.

Die oben geschilderte Verteilung der Temperaturabweichungen über dem Kontinent läßt sich aus der Zirkulation im Januar ohne Schwierigkeiten erklären. Während der Hauptkälteperiode - etwa vom 08. bis 23. Januar - bewegte sich ununterbrochen ein Höhentief im Gebiet zwischen dem Hudson Meer, den Großen Seen, Labrador und der Atlantikküste. Das hatte zur Folge, daß Bodentiefdruckgebiete ständig aus dem Westen oder Nordwesten nach Süden gesteuert wurden, denen Kaltlufteinbrüche mit erheblichem Temperaturrückgang, Schneefällen und starkem Wind nachfolgten. Diese plötzlichen Kaltluftvorstöße sind sogar typisch für die winterliche Witterung in Nordamerika und werden als Blizzards bezeichnet.

Ausgesprochene Blizzardsituationen traten am 11., 17. und 29. Januar auf (Tabelle). In den meisten Jahren werden die Kaltluftvorstöße zwischenzeitlich durch Subtropikluft aus dem US-Golf abgelöst. In diesem Januar folgten Warmluftvorstöße aus Südwesten mit Golfluft nur am 05. und 14. Januar und vor Ende des Monats. Die große Häufigkeit der Kaltluftvorstöße prägte diesen Winter, worauf noch eingegangen wird.

Die in niedere Breiten einbrechende Kaltluft führte zur Bildung von Zyklonen, auf deren Vorderseiten die subtropische Warmluft nach Norden und Nordwesten gegen Westgrönland und Nordost-Kanada gesteuert wurde, wodurch dort die übernormalen Temperaturen auftraten. Auf diese Weise stiegen am 10. Januar über Westgrönland die Tagestemperaturen auf +9 °C an. Auf dem Pazifik wurden von Tiefdrucksystemen ebenfalls ständig Warmluftmassen nach Norden - in Richtung Alaska - geführt, die ihrerseits Kaltluftausbrüche über den Westen Kanadas in die USA auslösten. Dieser Mechanismus funktionierte im Januar ununterbrochen. Dabei ist zu bedenken, daß die Luft über Kanada bei Einbruch in die südlicher gelegenen USA erhebliche Abkühlung bringen mußte, auch wenn sie im Norden übernormale Temperaturen aufwies.

Der geschilderte Vorgang kommt in der mittleren Strömungs- und Temperaturverteilung im Januar 1977 über Nordamerika überzeugend zum Ausdruck. Sie entspricht der geschilderten Verteilung der Höhentiefs. Im 500-hPa-Niveau (Abb.2), ca. 5000 m Höhe, herrschte im Westen des Kontinents eine nordwestliche Höhenströmung, die die Hauptbewegung der troposphärischen Luftmassen repräsentierte und die die Bodentiefs steuerte. Mit ihnen wurde - wie erwähnt - ständig kältere Luft nach Südosten geführt, wie man an der Isothermenverteilung sieht. Da die Isothermen die Mitteltemperatur vom Boden bis etwa 5000 m Höhe darstellen, ist ersichtlich, daß die Kältewelle nicht durch flache Kaltluft in unteren Schichten, sondern durch hochreichende troposphärische Kaltluftmassen bedingt war.

Die Abweichung der Mitteltemperatur vom Boden bis 5000 m Höhe vom Normalwert (1949 bis 1973) bestätigt diese Auffassung (hier nicht dargestellt), denn der Kern der troposphärischen Abkühlung von etwa -8 °C deckte sich mit dem Kältegebiet am Boden über Ohio - wie überhaupt das troposphärische Abkühlungsgebiet nahezu mit dem am Boden übereinstimmte.

Ferner sieht man an der Warmluftzunge über der Labradorsee und Baffinland (Abb.2), daß die aus dem Gebiet des Golfstromes verdrängte Warmluft nach Nordwest-Kanada geführt wurde. Außerdem erkennt man, daß auch ein Warmluftstrom vom Ostpazifik in Richtung Alaska gerichtet war, der in hohen Schichten über dem kanadischen Felsengebirge nach Südosten eindrehte. Daher traten dort - ebenso wie über Nordost-Kanada - auch in hohen Schichten erheblich übernormale Temperaturen auf.

Um den Charakter der Januarkälte abschätzen zu können, wurden aus den täglichen Wetterkarten die Abendtemperaturen (Ortszeit) im Ohio-Gebiet entnommen (Tabelle). Der Monatsmittelwert dieser Daten stimmte nahezu mit dem Temperaturmittel des Monats überein.

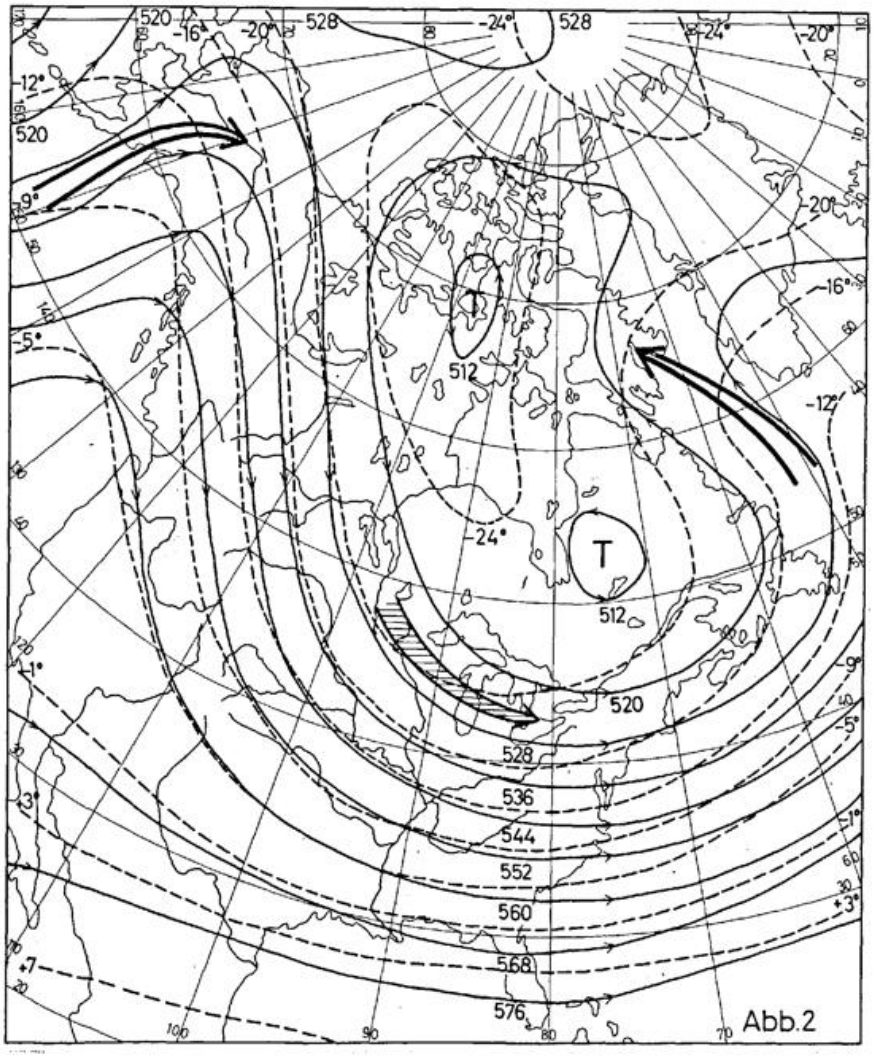


Abb. 2: ausgezogen: Absolute Topographie 500 hPa in gpdm (Monatsmittel Januar 1977)
gestrichelt: Relative Topographie 500/1000 hPa (Monatsmittel Januar) oder
Isothermen der Mitteltemperatur der Troposphäre vom Boden bis 5000 m Höhe.

Da der normale Tagesgang der Temperatur in der Regel nur klein sein dürfte, kann man diese Abendtemperatur meist als annähernd übereinstimmend mit der Tagesmitteltemperatur ansehen. Ein Vergleich der täglichen Werte (Tabelle) mit dem langjährigen Mittelwert, der zwischen 0 und -1 °C liegt, zeigt, daß fast alle Tageswerte unter, zum Teil erheblich unter dem vieljährigen Durchschnitt lagen. Jedoch traten keine länger andauernden extremen Kälteperioden auf, es war also nur die Andauer der Kälte an sich, die zu der starken Temperaturabweichung führte. Extrem tiefe Temperaturen mögen vereinzelt aufgetreten sein, sie charakterisierten aber nicht die Winterwitterung weiter Gebiete.

Tabelle: Abendtemperaturen aus dem Ohio-Gebiet in °C, Januar 1977

1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.
-16	-13	-5	-3	-2	-8	-3	-11	-8	-11	-13	-18	-17	-7	-5	-8

17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
-26	-19	-16	-12	-7	-11	-12	-5	-2	-3	+3	-12	-22	-15	-16

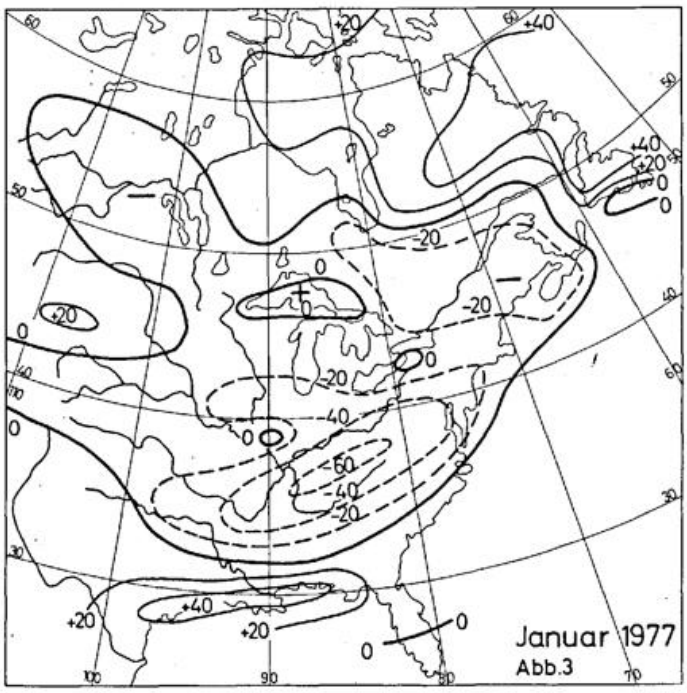


Abb. 3: Abweichungen des Monatsniederschlags vom langjährigen Mittel in mm.

Im Hinblick auf die großen Schneemassen mag erstaunen, daß weite Teile der USA im Januar 1977 unternormale Niederschlagsmengen aufwiesen (Abb. 3). Diese Tatsache bestätigt, daß Blizzard-Situationen vorherrschten. Denn diese sind weniger durch starken Schneefall als durch aufgewirbelten Schnee gekennzeichnet, der zu Verwehungen führen kann. Erhebliche Verkehrsbehinderungen sind dann auch ohne starke Schneefälle möglich.

Das Gebiet größten Niederschlagsdefizits von 40 bis 60 mm (Abb. 3) deckt sich nahezu mit dem Raum größter negativer Temperaturabweichung - was beweist - daß Behinderungen durch hohen Schnee kaum durch besonders hohe Niederschlagsmengen verursacht wurden. Bemerkenswert ist allerdings, daß im Raum von Buffalo und an einigen anderen Stellen der Großen Seen etwa normale Niederschlagsmengen fielen. Hier waren wahrscheinlich lokale Effekte im Spiel, die im Einzelnen nicht einfach zu überschauen sind. Ganz allgemein gilt aber, daß die Niederschläge in diesem Winter fast durchweg als Schnee gefallen sind und nicht zum Teil auch als Regen, wie in anderen Jahren, was insgesamt eine niedrigere Schneedecke bedeuten würde. Viel größer war das Niederschlagsangebot in den Räumen mit übernormaler Mitteltemperatur, wie in Labrador und Baffinland. Dort fielen 20 bis 40 mm zu viel Niederschlag. Die feuchten subtropischen Luftmassen, die immer wieder dorthin geführt wurden, mußten bei ständiger Abkühlung auf dem Wege in nördlichere Breiten übernormale Niederschlagsmengen abgeben.

Der geschilderte Zirkulationsmechanismus, der die Kälte im Januar bedingte, beschränkte sich nicht nur auf diesen Monat. Bereits im Oktober 1976 waren im Osten der USA negative Temperaturabweichungen zu verzeichnen. Im November und Dezember erschien das Kältegebiet noch ausgeprägter, und es traten - wie im Januar 1977 - auch Erwärmungsgebiete im Nordosten und Nordwesten des Kontinents auf. Die Zirkulationsanomalie, die den kalten Januar verursachte, herrschte also schon seit Monaten; sie wirkte sich aber im Hochwinter besonders folgenschwer aus.

Dr. Kruhl

02. Juli 1990

[Wetterkunde Nr. 17]

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach/M.
90.751

Der Schneewinter 1968/69 und seine Konkurrenten in der Rückschau auf die vergangenen 5 Jahrzehnte.

Die große Anomalie des diesjährigen Winters im nördlichen Deutschland war nicht so sehr das Ausmaß der starken Schneefälle, Schneestürme und Schneeverwehungen mit ihren verheerenden Auswirkungen, sondern deren Auftreten zu so später, vorgeschrittener Jahreszeit, sowie der nach kurzen Unterbrechungen sich immer wiederholende Zustrom kalter Luftmassen. Im verstärkten Maße geschah das alles erst, als man trotz der zuvor verdächtig oft aufgetretenen nördlichen bis östlichen Winde meinte, daß das Rennen um den Winter schon gelaufen sei, und dieser nun eigentlich gar nicht mehr viel Böses im Schilde führen könnte. Mit steigendem Sonnenstand wurden bereits Mitte Februar die ersten Frühlingsboten, also wärmere Luftmassen aus südlicheren Regionen, nach Norden entsandt. Und der Winter wäre - zumindest einstweilig - "Verlierer" gewesen, wenn sich nicht gleichzeitig ein Hochdruckgebiet über Skandinavien und Rußland zu fast übermächtiger Größe aufgebaut hätte. Von ihm aus wurde nun - je nach Lage des Hochdruckzentrums oder eines Teilkernes - ein überaus kräftiger Kaltluftstrom aus Norden oder Osten in Gang gesetzt, dessen Geschwindigkeit mit Annäherung der von Südwesten, Süden oder Südosten kommenden Tiefdruckgebiete zu Sturmesstärke anwuchs.

Über die etwas komplizierten Vorgänge, die bei den großen Schneefällen am 16.2. und 16.3. d.J. eine ursächliche Rolle spielten, ist schon in den Vorwochen an dieser Stelle berichtet worden. Wie verschieden die synoptische Situation auch immer gewesen sein mag, die Schneefälle, die durch die Annäherung der beiden gegensätzlichen Luftmassen zustande kamen, besaßen das gleiche Format. Jeder, der mit ihnen im Verkehr, auf den Straßen und Wegen, an Haus und Hof fertig werden mußte, fand sie gleichermaßen belästigend, so daß sie in denkbar schlechter Erinnerung bleiben werden. Dies war in Schleswig-Holstein ebenso wie in Hamburg oder in Niedersachsen und noch etwas weiter südlich davon der Fall. Es machte da keinen Unterschied, ob der Schneesturm das eine Mal den Schnee meterhoch vor die Haustür setzte, oder ein anderes Mal vor die Balkonausgänge stapelte. Da das Schneefeld an der sich wenig verlagernden Luftmassengrenze, die sich westöstlich quer über Norddeutschland erstreckte, als recht breit angelegt erwies, blieb vorerst auch der während des Schnee-Unwetters sich zeigende Luftdruckanstieg völlig ohne

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036478

[Stand: 1969]

LR (101)

Bedeutung. Als sich dann endlich doch Konturen am grauen Himmelsgewölk bemerkbar machten, und später Aufheiterung und Sonnenschein folgten, hatte über Norddeutschland die Kaltluft "den Sieg davongetragen". Während das Schnee-Chaos des Februar zwar als ein extremes, für die Jahreszeit aber nicht unbedingt sensationelles Winterereignis zu werten ist, scheint der starke und lang andauernde Schneesturm am 4. oder 5. Tag vor dem Kalenderfrühling in dieser Art zumindest zeitlich aus der Reihe anderer, ebenfalls übel beleumdeter Schneewinter getanzt zu haben. Dabei hat die Frage, ob die meteorologischen Jahrbücher seit Bestehen genauerer Schneemeldungen einen derartigen scharfen Rückfall in den grimmigen Winter so kurz vor Frühlingsanfang schon einmal verzeichnen, nicht nur statistische, sondern auch wirtschaftliche Bedeutung. Man denke an Verkehrs- und Transportprobleme, an Arbeitseinsätze und -ausfälle, Unfallquoten und Schäden, an Versicherungsleistungen und Vertragsbrüche. Im Spiegel ungewöhnlicher Vorkommnisse, die nicht einkalkulierbar sind, bedarf dies alles einer sorgfältigen Prüfung.

Der Vergleich dieses Winters zu denen vergangener Jahre soll nun an Hand von Hamburger Klimabeobachtungen erfolgen, die seit 1926/27 von der Seewarte und seit 1934 vom Flughafen in Extenso für Schneefall und Schneedeckenhöhe vorliegen. Bis zu Anfang der 30er Jahre waren die Tagesstunden mit Schneefall etwas ungenau angegeben worden, so daß für die Bestimmung der Schneefall - Andauer manchmal nur Näherungswerte mit Hilfe der Wetterlagen oder der Niederschlagsmengen ermittelt werden konnten.

Das Konzept der tabellarischen Zusammenstellung ist auf den Verlauf des Winters 1968/69 mit seinen Schwerpunkten im Februar und März zugeschnitten. In der Bewertung der Rangfolge hinsichtlich der Strenge der einzelnen Winter haben die Schneefälle und Schneedecken, Fröste und strengen Fröste (unter $-10^{\circ}C$), sowie die nördlichen bis östlichen Winde (auch ESE-Winde) im Ablauf dieser beiden Monate das größte Gewicht. Bei späteren Schneelagen zählt auch der April noch mit. Im Vergleichsspiegel zu 1968/69 verliert also ein kalter, schneereicher Winter an Schärfe, wenn seine Herrschaft frühzeitig gebrochen war. Um das Gesamtbild der jeweiligen Winter nicht außer Acht zu lassen, bezieht sich eine weitere Wertung auf die ganze Periode Dezember bis März, bei den Schneefalldaten bis April. Da die Beobachtungen aus dem Winter 1968/69 für April fehlen, könnte dieser gegenüber seinen Vorgängern eventuell eine Nuance zu milde beurteilt werden.Mit seinen Februar- und März-Eskapaden steht er aber ohnedies schon in der Rangfolge an der ihm gebührenden Stelle.

Tabelle 1: Schneedecke

Jahr	Tage mit Schneedecke: Dez./Apr. 1	Febr. 2	März 3	Apr. 4	Febr. Apr. 5	Längste Zeit m. Schneedecke ununterbrochen: Tage 6	von / bis 6a	Höchste Schneedecke: Februar cm 7	Datum 7a	März cm *8	Datum 8a	April cm 9	Datum 9a	Letzter Tag mit 24 Std. Schneedecke 10
1968/69	6) 58	5) 26	1) 25	-	1) 51	4) 51	3. 2.-25. 3.	1) 34	18.	2) 25	17.			7) 24.3.
1965/66	7) 58	8) 13	9) 3	6	9) 22	8) 26	4. 1.-29. 1.	5) 25	13.	3) 4	11.	11	14.	2) 17.4.
1962/63	1) 83	3) 28	5) 10	-	4) 38	1) 79	18. 1.- 7. 3.	3) 27	22.	5) 20	1.			10) 14.3.
1957/58	10) 50	7) 16	3) 11	2	8) 29	10) 24	17. 2.-13. 3.	8) 16	27.	4) 17	9.	4	2.	3) 10.4.
1955/56	8) 57	1) 29	8) 6	3	3) 38	7) 36	24. 1.-28. 2.	7) 22	22.	8) 2	15.	0-1	16.	4) 6.4.
1946/47	5) 59	10) 12	2) 18	-	7) 30	9) 24	21. 2.-16. 3.	9) 15	23.	1) 30	1./2.			8) 16.3.
1941/42	2) 70	4) 28	4) 10	-	5) 38	2) 65	18. 1.- 7. 3.	6) 24	15.	6) 19	5.			9) 15.3.
1940/41	9) 57	9) 13	10) -	-	10) 13	6) 42	18.12.- 8. 2.	10) 14	4.	10) 0-1	29.			6) 29.3.
1939/40	3) 67	6) 24	6) 9	-	6) 33	3) 57	30.12.-24. 2.	4) 26	16.	9) 10	15.			5) 30.3.
1928/29	4) 64	2) 28	7) 7	9	2) 44	5) 45	23. 1.- 8. 3.	2) 27	18.	7) 16	1.	0-1	27.	1) 27.4.
Schwächster Winter	7 1934/35	0	0 1966 - 1967	0	0	4	27. 1.-30. 1. 1934/35	kein Schnee 1966/67		kein Schnee 1966/67		kein Schnee 1966/67		12.1. 1966/67

*April mit berücksichtigt

Tabelle 2: Schneefall

Jahr	Schneefall-Stunden: Dez./Apr. 1	Febr. 2	März 3	Apr. 4	Febr. Apr. 5	maximale Andauer ununterbrochenen Schneefalls: Febr. Std. 6	Datum 6a	März Std. *7	Datum 7a	Apr. Std. 8	Datum 8a	Letzter Schneefall mit nachfolg. 24std. Schneedecke 9
1968/69	9) 227	4) 134	3) 56	-	4) 190	5) 28	15./16.	3) 21	16.	-	-	7) 25.3.
1965/66	4) 306	10) 47	8) 26	61	8) 134	10) 16	12./13.	2) 9	25.	24	13.	2) 18.4.
1962/63	2) 420	2) 162	7) 29	-	3) 191	3) 32	18./19.	5) 20	13.	-	-	10) 15.3.
1957/58	8) 259	8) 96	2) 76	25	2) 197	1) 33	26.	8) 12	21.	13	2.	3) 10.4.
1955/56	6) 262	5) 121	6) 39	25	5) 185	8) 23	19./20.	4) 21	14./15.	8	5.	4) 6.4.
1946/47	7) 261	7) 102	1) 78	-	7) 180	7) 26	22./23.	1) 32	12.	-	-	8) 16.3.
1941/42	1) 428	1) 235	4) 46	-	1) 281	6) 20	12./13.	6) 20	4.	-	-	9) 15.3.
1940/41	5) 270	6) 104	9) 16	-	9) 120	9) 17	2./3.	9) 6	29.	-	-	6) 29.3.
1939/40	3) 375	3) 138	5) 45	-	6) 183	2) 33	14./15.	7) 16	14.	-	-	5) 30.3.
1928/29	10) 200	9) 79	10) 8	29	10) 116	4) 30	16./17.	10) 4	3.	6	27.	1) 27.4.
Schwächster Winter	1929/30 42	1966/67 0	1966/67 0	1966/67 0	1966/67 0	1966/67 0		1966/67 0		1966/67 0		1966/67 12.1.

*April mit berücksichtigt

Tabelle 3: Temperaturverhältnisse

Jahr	Anzahl der Frosttage: Dez. März 1	Febr. 2	März 3	Febr./März 4	Anzahl der Tage mit Temp.Min -10° C: Dez./März 5	Febr. 6	März 7	Febr./März 8	Niedrigste Temperatur: Dez./März 9	Febr. 10	März 11	Höchste Temperatur: Febr. 12	März 13
1968/69	7) 90	7) 23	2) 26	2) 49	8) 6	8) 5	9) 0	8) 5	10) -12	10) -12	7) - 8	6) 9	1) 8
1965/66	10) 62	10) 15	10) 8	10) 23	10) 4	10) 0	4) 4	9) 4	8) -17	7) -17	10) - 5	10) 14	4) 11
1962/63	3) 94	4) 28	9) 12	7) 40	3) 40	5) 11	3) 4	5) 15	6) -19	5) -19	4) -13	4) 3	5) 12
1957/58	8) 79	8) 23	7) 16	9) 39	9) 5	9) 2	10) 0	10) 2	9) -14	9) -14	6) - 9	9) 14	2) 9
1955/56	9) 74	5) 27	8) 15	6) 42	6) 22	2) 19	7) 0	3) 19	2) -22	2) -22	9) - 6	5) 4	10) 18
1946/47	5) 92	2) 28	3) 20	3) 48	1) 48	4) 15	2) 4	2) 19	5) -19	4) -19	3) -14	1) 0	8) 16
1941/42	6) 91	1) 28	1) 26	1) 54	5) 34	6) 7	1) 5	6) 12	3) -22	6) -18	2) -14	2) 2	6) 14
1940/41	4) 92	9) 22	6) 17	8) 39	7) 21	7) 6	8) 0	7) 6	7) -18	8) -16	8) - 7	7) 11	3) 11
1939/40	2) 95	6) 26	5) 17	5) 43	2) 42	3) 16	6) 1	4) 17	1) -29	1) -29	1) -17	8) 11	9) 16
1928/29	1) 96	3) 28	4) 19	4) 47	4) 36	1) 19	5) 2	1) 21	4) -21	3) -21	5) - 9	3) 2	7) 15
Schwächster Winter	36 1966/67	3 1966/67	1 1966/67	4 1966/67	1 1929/30	0	0 1960/61	0	- 6 1929/30	- 3 1927/28 1956/57	- 2 1926/27 1966/67	15 1960/61	22 1967/68

Tabelle 4: Ostlagen
(Windrichtungen N bis ESE)

Jahr	Anzahl der Termine: Dez.-März 1	Febr. 2	März 3	Febr./März 4
1968/69	2) 182	3) 50	1) 63	1) 113
1965/66	10) 68	7) 29	10) 6	9) 35
1962/63	3) 163	2) 51	4) 44	4) 95
1957/58	8) 94	9) 15	3) 55	6) 70
1955/56	6) 121	6) 41	2) 55	3) 96
1946/47	1) 194	1) 73	7) 27	2) 100
1941/42	7) 118	4) 45	6) 30	5) 75
1940/41	4) 153	8) 28	5) 36	7) 64
1939/40	5) 128	5) 44	8) 19	8) 63
1928/29	9) 88	10) 13	9) 9	10) 22
Jahr mit geringsten Ostlagen	22	1966 bis 1967: 4	0	35
Mittel aus 50 Jahren	99	25	29	54

In den Tabellen 1 bis 4 werden nun die 1o strengsten Winter der vergangenen 43 Jahre mit ihren, hierfür ausgewählten Klimadaten den jeweils sich ergebenden Rangstufen 1 bis 1o (linke, vorangesetzte Ziffer) zugeordnet. Im Kontrast steht jedesmal als 11., der mildeste Winter. Er erübrigt sich, zu den einzelnen Daten Stellung zu nehmen, denn die Zahlen sprechen für sich selbst. Doch seien die markantesten Superlative herausgehoben: Unstreitiger "Sieger" ist der Winter 1968/69 im Februar und März in folgenden Punkten:

1. Maximale Schneedeckenhöhe von 34 cm am 18.2.
2. Anhaltende Schneedecke von 51 Tagen im Februar und März.
3. Frostdauer im März, kontinuierlich über 26 Tage.
4. Niedrigstes Temperaturmaximum im März, das nur 8 Grad (am 31.) erreicht.
5. Häufigste Ostlage (N- bis ESE-Winde) mit 113 Terminen im Februar und März (gegen 100 im Febr./März 1947).

Es mag vielleicht überraschen, daß ein Punkt 6 über Schneefall und maximale Andauer fehlt, der mit den Wetterereignissen vom 15./16.2. und 16.3. zu identifizieren wäre. Es ist möglich, wenn auch nicht entschieden, daß diesen beiden Daten in der Rückblende die auffallende Bedeutung abgesprochen werden muß. Hierfür spricht nicht die Tatsache, daß die Zeit von 28 bzw. 21 Stunden Schneefallandauer mehrmals überboten wurde, sondern die dabei aufgetretene Intensität des Schneefalls, über die die Extensowerte leider keine Auskunft geben können. Die Frage nach dem Spitzenplatz bliebe also noch offen, wenn nicht der 22stündige Schneefall am 1./2.3.1947 (das ist nicht Rekordzeit für März 1947 und darum in der Tabelle 2 nicht verzeichnet) eine Neuschnee-

decke von 3o cm hervorgerufen hätte. Am 17./18.2.69 war die Schneedecke zwar 34 cm hoch, sie bestand aber schon vorher mit 12 cm Höhe am 14.2.

Für die endgültige Beurteilung der lo in Betracht kommenden Winter wurden dem Fragenkomplex Schnee 19, Temperatur (Frost; Tiefst-, Höchstwerte) 13, Windrichtung (Nord bis Ostsüdost) 4 Tabellenspalten eingeräumt.Die Sonderstellung der Monate Februar/März (April) wurde bereits erwähnt.
Diese ungleiche Verteilung entspricht ungefähr der subjektiven Vorstellung von der Winterstrenge im norddeutschen Flachland im allgemeinen und im besonderen aus der Sicht des Winters 1968/69. Schnee stellt das Hauptindiz dar; eine große Rolle spielt auch die Temperatur, während der östliche Wind nur mittelbare Bemessungsgröße ist. Mit ihm wird aber hauptsächlich die winterliche Kaltluft herangeführt, die wiederum Schneefall und Temperatur bestimmt.

Die Gesamtwertung der einzelnen Winter erfolgte - wie bei vielen "Wettbewerben" - über die Addition der Einzelwertungen.Damit bei der ungleichen Zahl der zu einem Fragenkomplex gehörenden Positionen kein falsches Bild entsteht, erfolgte die Ermittlung der Platzziffer für jede der 3 Bestimmungsgrößen Schnee, Temperatur und Windrichtung voneinander getrennt. Die Endbenotung ergibt sich dann aus der Addition dieser jetzt gleichgewichtigen Platzziffern. Die Durchrechnung an Hand der Tabellen 1 - 4 beantwortet dadurch insgesamt 5 mal 4 gleich 2o Grundfragen: Wie war der Winter 1968/69 im Vergleich zu seinen Vor - gängern ? Hinsichtlich 1. Schneefall/Schneedecke, 2. Frost, 3. Ostwindlagen, 4. Schneefall und Frost sowie 5. hinsichtlich aller 3 Größen, und zwar bezogen auf a) die ganze Winterperiode, b) auf den Februar, c) auf den März und d) auf Februar und März (April).

Es ginge zu sehr in die Einzelheiten der Statistik und gäbe eine etwas verwirrende Übersicht, wollte man hier alle 20 verschiedenen Rangfolgen mitteilen. Es genügen schon 6 herausgewählte Ranglisten, um ein sehr aufschlußreiches Bild über die Bewertung der 10 strengsten Winter in Norddeutschland aus den Jahren 1926/27 bis 1968/69 zu vermitteln.

Zeit: / Platz (Rang)	Dez.-März (April)	März	Febr./März (April)	Dez.-März (April)	März	Febr./März (April)
	Schnee/Temperatur			Schnee/Temperatur/Ostlagen		
1	1939/40	1946/47	1946/47	1939/40	1968/69	1946/47
2	1928/29	1968/69	1928/29	1962/63	1946/47	1968/69
3	1941/42	1941/42	1941/42	1928/29	1957/58	1941/42
4	1962/63	1928/29	1968/69	1946/47	1941/42	1962/63
5	1955/56	1939/40	1939/40	1941/42	1962/63	1928/29
6	1946/47	1957/58	1955/56	1968/69	1955/56	1955/56
7	1965/66	1965/66	1962/63	1955/56	1939/40	1939/40
8	1940/41	1962/63	1965/66	1940/41	1928/29	1957/58
9	1968/69	1955/56	1957/58	1965/66	1940/41	1965/66
10	1957/58	1940/41	1940/41	1957/58	1965/66	1940/41

Für die ganze Winterperiode (Dez.bis März) ist und bleibt also der 1. Kriegswinter 1939/40 mit seiner Strenge "Matador"; das gilt auch für ganz Deutschland und über seine Grenzen hinaus. Er war so stark, daß er insgesamt die Spitze bildet, obwohl ihn die frühzeitigen Schwächen im März in den Rubriken März und Februar/März (April) auf den 5. bzw. 7. Platz zurückwerfen.
Im umgekehrten Sinne ist die Gesamtposition des Winters 1968/69, nach allem was man in Norddeutschland mit ihm ärgerliches erlebte, geradezu enttäuschend. Er erscheint in der Wertung Schnee / Temperatur für die ganze Winterperiode erst auf dem 9. Platz, gewinnt jedoch bei Hinzunahme der Ostwindlagen den 6. Platz. Ausschlaggebend dafür war einmal der relativ warme und schneelose Januar und ein Teil des Dezembers; zum anderen aber - und das muß zu seiner "Ehrenrettung" gesagt werden, hielten sich die Fröste in erträglichen Grenzen. So konnte er unter den 6 Rubriken trotz der ungeheuren Februar- und März-Schneefälle nur einmal die Spitze erreichen, während ihn dreimal einer seiner ärgsten Widersacher, der Winter 1946/47 überflügelte. Seine Februar- und Märztage verliefen nicht nur sehr schneereich, sondern auch wesentlich kälter als die des Jahres 1969.
Da auch die Jahre 1929 und 1942 in diesen beiden Monaten reichlich viel Schnee und strengen Frost aufwiesen, fällt der Winter 1968/69 in der Rubrik Februar/März sogar auf den 4. Rang zurück. (Für März bleibt ihm Rang 1).
Eine letzte Bemerkung soll 2 Wintern aus jüngerer Vergangenheit gewidmet sein. Der eine - 1962/63 - hat sich, bezogen auf die ganze Winterperiode, unauffällig weit nach vorne geschoben bis zum 2. Platz. Hier haben die folgenden drei Extreme zu Buch gestanden: 1. die längste Andauer der kontinuierlichen Schneedecke vom 18.1. bis 7.3.63, 2. die hohe Anzahl von Schneefallstunden mit 420 (gegen nur 227 im Winter 1968/69) und 3. die Tiefsttemperaturen, die 40 mal unter -10° absanken.

Der andere Winter - 1965/66 - erhielt im Gegensatz hierzu mit seinen 61 Stunden Schneefall vom 12. bis 18. April und der 11 cm hohen Schneedecke dennoch keinen vorderen Platz in der Gesamtwertung. Er wurde auf die Ränge 7 bis 10 verwiesen.

Damit schließt die Betrachtung über die Bilanz des Winters 1968/69 für Norddeutschland ab. Bei den schlechten Erfahrungen, die man mit ihm bezüglich ärgerlicher Überraschungen machte, könnte er übrigens bei eventuellen noch weiter auftretenden April-Schneefällen in den Einzelwertungen aufrücken.
Hoffentlich bleibt uns ein derartiger Rückfall erspart.

Dr.Kerner

Veröffentlicht in den Wetterkarten des Seewetteramtes
vom 16. bis 23.April 1969

02. Juli 1990

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach/M.

DWD/Seewetteramt

16a]

90.790

Die Nordseeorkan-Wetterlage vom 16. / 17. Februar 1962

Schon seit Beginn des Jahres 1962 zeigte sich ein bemerkenswert stark ausgeprägtes Kältezentrum über Nordkanada und Labrador mit Bodentemperaturen um minus 30 Grad, zeitweise bis minus 40 Grad, und Höhentemperaturen (in Höhe der 500 hPa Fläche = ca. 5000 m) zwischen minus 40 und minus 50 Grad. Demgegenüber hatte das Azorenhoch einen außergewöhnlich hohen Kerndruck, der ab Anfang Februar oft den Wert von 1045 hPa überschritt. Der damit verbundene intensive Transport subtropischer Warmluft in den nördlichen Atlantik hatte eine Serie von Sturmzyklonen zur Folge, die ihren Ursprung meist bei Neufundland nahmen, dort, wo der Subtropikluftstrom engsten Kontakt mit der arktischen Luft des kanadischen Kältepols bekam. Die Bahn der Sturmzyklonen führte teils in die Gebiete um Grönland und Island, teils weiter ostwärts bis in den skandinavischen und osteuropäischen Raum.

4 Tage vor dem Orkantief, das in der Nacht vom 16. zum 17. Februar die Sturmflutkatastrophe in Norddeutschland verursachte, war ebenfalls ein sehr kräftiges Tief nach Skandinavien vorgedrungen mit einem Kerndruck bis zu 945 hPa. Es hatte dem deutschen Küstengebiet bereits West- bis Nordweststurm mit Orkanböen gebracht. Daß es hierbei nicht schon zu einer kritischen Sturmflutsituation kam, war einem auf der Rückseite des Sturmtiefs folgenden Teiltief zu verdanken, das westlich der Deutschen Bucht südostwärts schwenkte und daher den Wind bereits in der Nacht zum 13. abflauen ließ. Erst im Laufe des 13. setzten wieder starke bis stürmische Nordwest- bis Nordwinde auf der Rückseite dieses Teiltiefs ein, die bis zum 14. abends anhielten (siehe Karte vom 14.02.).

Unterdessen hatte sich wieder im Bereich um Neufundland, wo warme subtropische Luft und kalte Polarluft aus Labrador zusammentrafen, ein neues Tief entwickelt, das sich bis Südgrönland teilte. Der eine Teil zog, auf 975 hPa vertieft, in die Davis-Straße, der andere mit einem Zentrum von 995 hPa in Richtung Island (vergl. Karte vom 14.02.) und gelangte am 15. als Sturmtief von 970 hPa ins Nordmeer (siehe Karte vom 15.02.). Sein Vorderseitensturmfeld griff am 15. vormittags zunächst auf die nördliche Nordsee über.

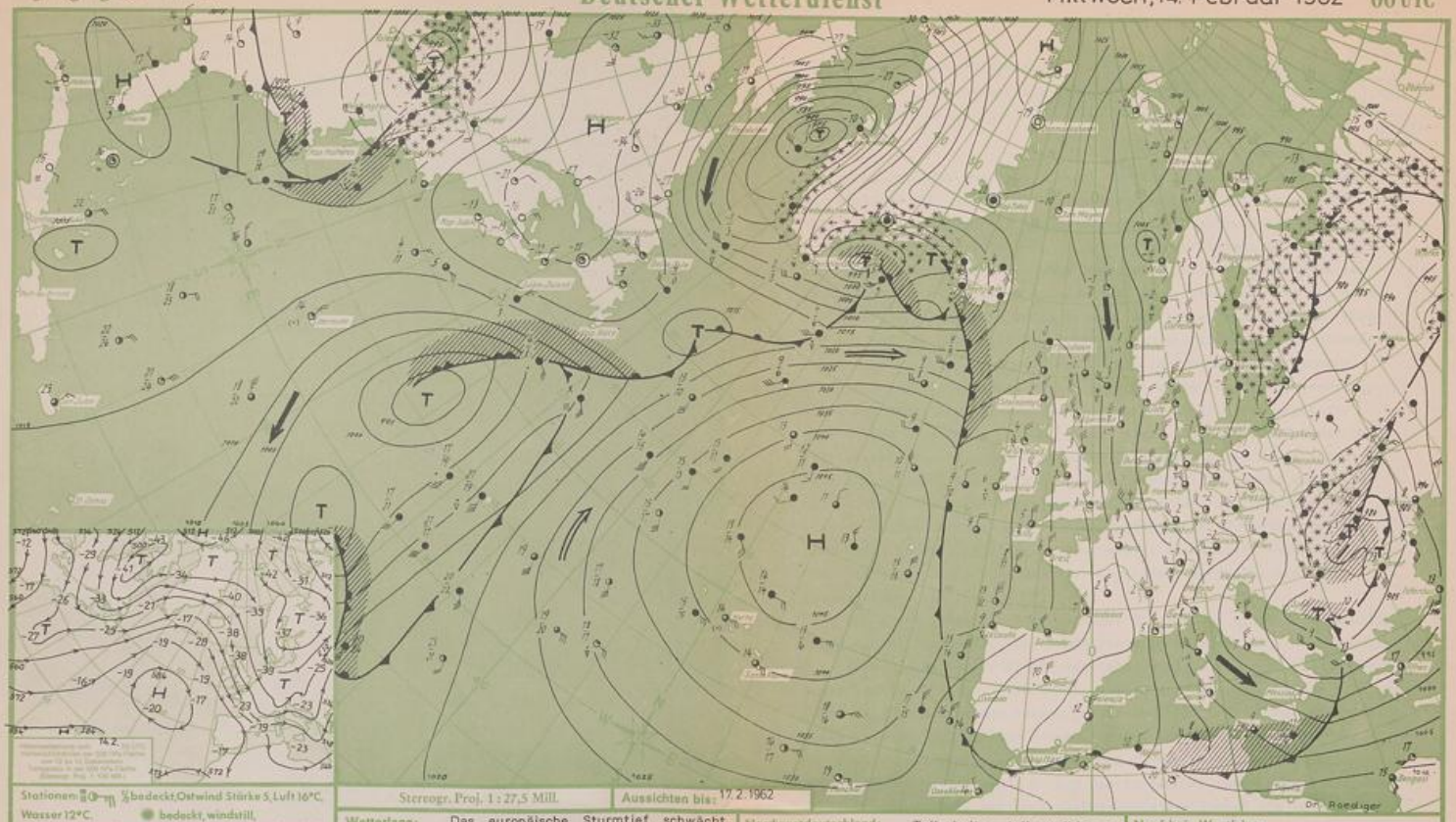
DWD Offenbach / Bibliothek
B23036477

LR (101)

Jahrgang 10 Nr. 45

Deutscher Wetterdienst

Mittwoch, 14. Februar 1962 00 UTC



Stationen: bedeckt, Ostwind Stärke 5, Luft 16°C, Wasser 12°C.
bedeckt, windstill
dunstig (trocken) — diesig (feucht) — Bodennebel
Nebel — Regen — Sprühregen
Schneefall — Schauer — Graupel
Hagel — Gewitter
Gebiete mit Niederschlag — mit Nebel
Fronten: Warmfront, Kaltfront, Okklusion, Isobaren
H Hochdruckgebiet, T Tiefdruckgebiet.
Luftströmung: warm, kalt.
Alle Zeiten in mittlerer Greenwich Zeit (UTC).

Stereogr. Proj. 1 : 27,5 Mill.

Aussichten bis: 17. 2. 1962

Wetterlage: Das europäische Sturmtief schwächt sich jetzt über Nordwestrußland weiter ab. An seiner Westseite bleibt aber der von Spitzbergen bis nach Nordafrika reichende Kaltluftstrom zunächst erhalten. Gleichzeitig wird der Keil des kräftigen Azorenhochs weiter ostwärts schwenken. Damit wird der Frontausläufer an der Westseite des Hochkeil mit nachfolgender milder Meeresluft auf die Britischen Inseln übergreifen. Weitere Störungen aus der Tiefrinne an der Westseite des Azorenhochs ziehen nordostwärts gegen Island.

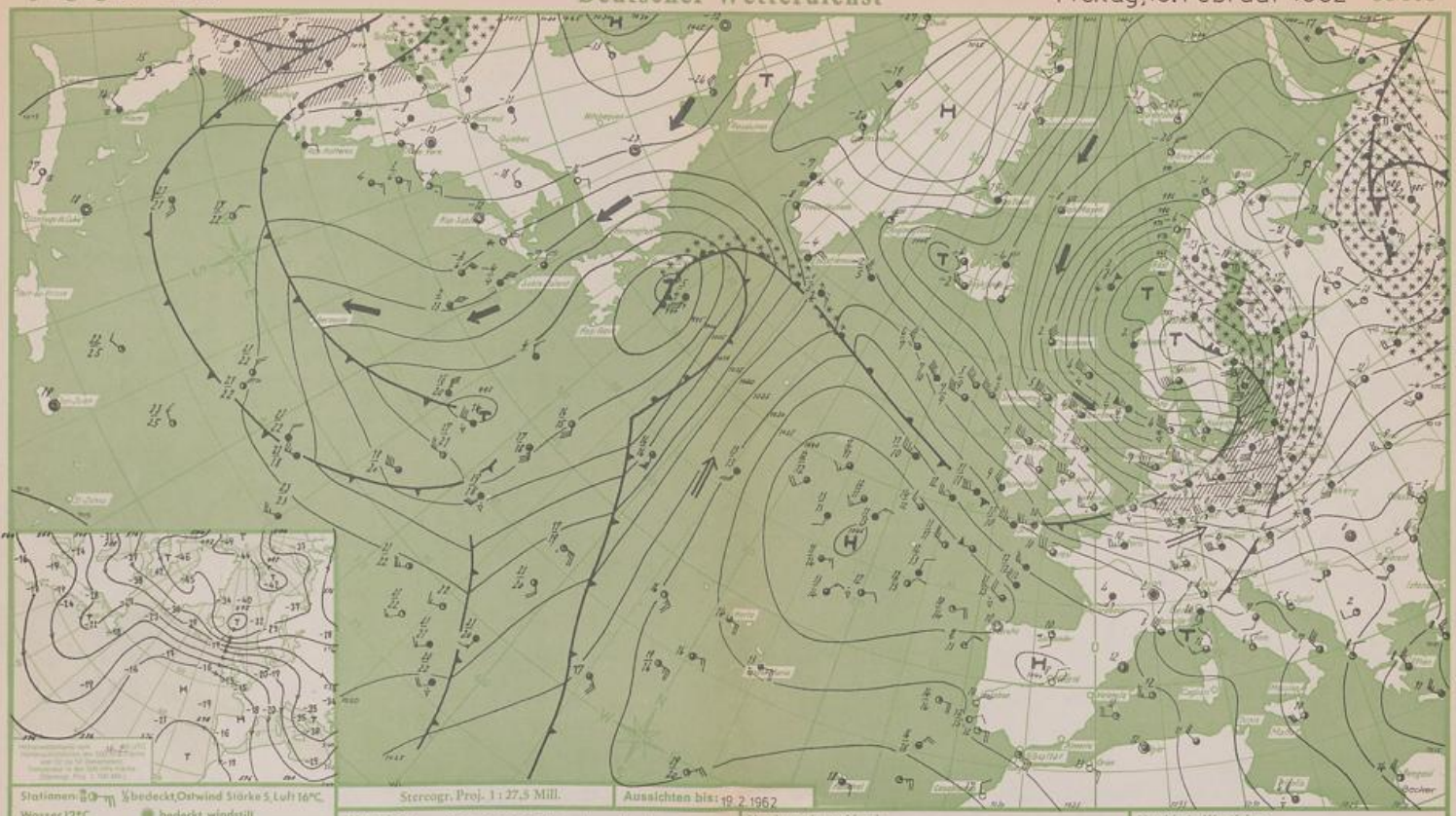
Dr. Kleissen

Nordwestdeutschland: Teils heiter, teils wolkig, nur einzelne Schneeschauer und weiterhin kalt, nachts Frost. Später an der Nordseeküste Bewölkungszunahme.

Deutsche Bucht und Westliche Ostsee:
Frische nördliche Winde, rückdrehend.

Nordrhein-Westfalen:

Jahrgang 10 Nr. 47 **Deutscher Wetterdienst** Freitag, 16. Februar 1962 00 UTC



Stationen: bedeckt, Ostwind Stärke 5, Luft 16°C.
Wasser 12°C. ● bedeckt, windstill,
∞ dunstig (trocken) = diesig (feucht), ≡ Bodennebel
≡ Nebel • Regen • Sprühregen
✳ Schneefall ▽ Schauer △ Graupel
▲ Hagel ↯ Gewitter
Gebiete mit Niederschlag //////// mit Nebel ≈≈≈
Fronten: Warmfront, Kaltfront, Okklusion, Isobaren
H Hochdruckgebiet, T Tiefdruckgebiet.
Luftströmung: ⟹ warm, ⟶ kalt.
Alle Zeiten in mittlerer Greenwich Zeit (UTC)

Stereogr. Proj. 1 : 27,5 Mill.

Aussichten bis: 19. 2. 1962

Wetterlage: Das gestern über dem Nordmeer gelegene Sturmtief hat sich – begünstigt durch die starken Temperaturunterschiede zwischen seiner Nord- und Südflanke – weiter vertieft und zieht über Südschweden zunächst ostwärts. Die auf seiner Rückseite südostwärts vorstoßende Polarluft brach mit schweren Orkanböen und Gewittern in Deutschland ein. Ein über dem mittleren Nordatlantik sich entwickelnder Hochrücken wird unser Wetter später nur kurzzeitig beeinflussen, da bei Neufundland wieder ein kräftiges Tief nach Ostnordosten vordringt.

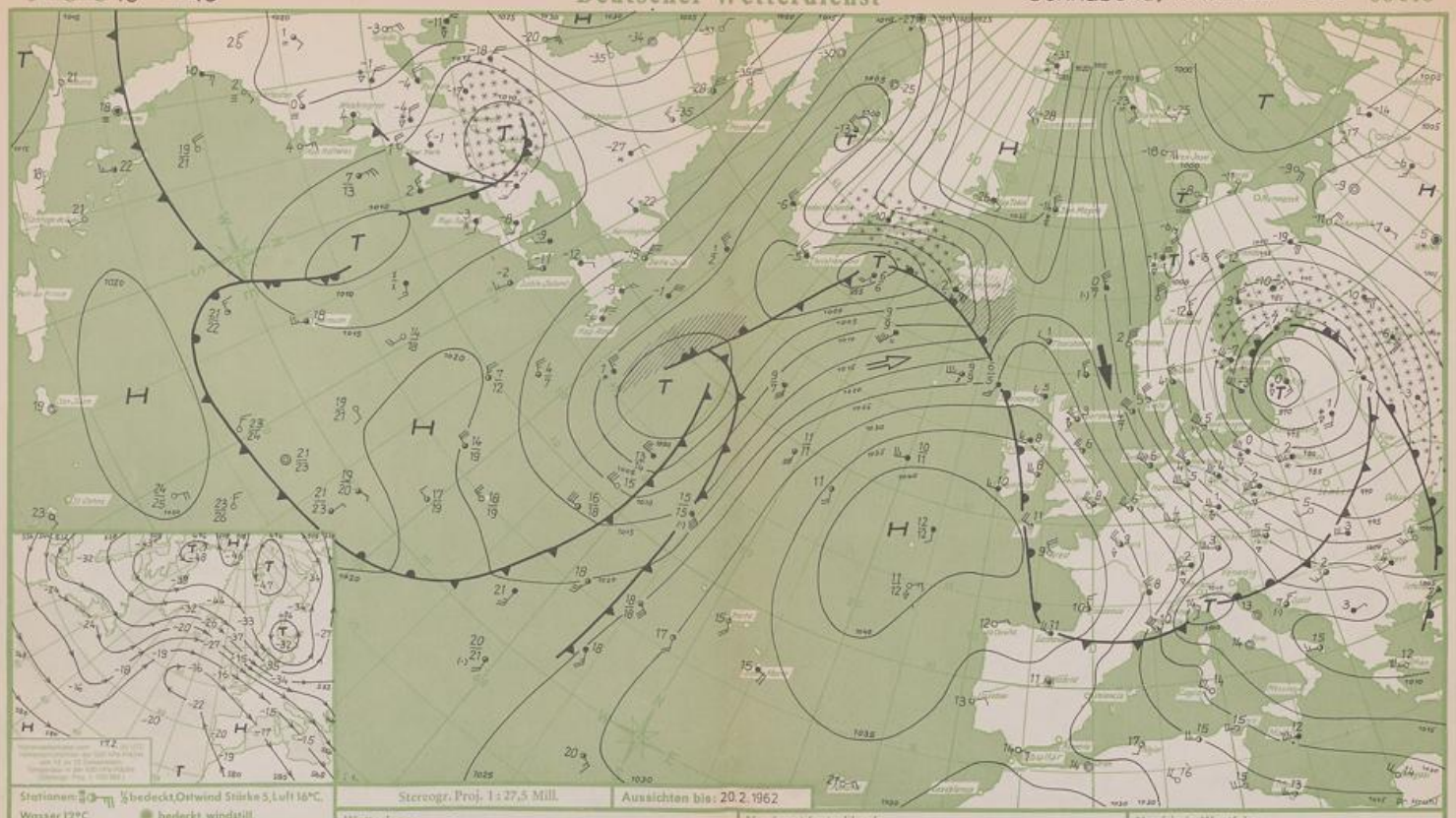
Dr. Bielich

Nordwestdeutschland: Stürmischer Nordwest, nur langsam nachlassend, wechselhaft, einzelne Schnee- und Regenschauer, zurückgehende Temperaturen, nachts Frost.

Deutsche Bucht und Westliche Ostsee:
Allmählich nachlassender Nordwest- bis Nordsturm.

Nordrhein-Westfalen:

Jahrgang 10 Nr. 48 **Deutscher Wetterdienst** Sonnabend, 17. Februar 1962 00 UTC



Stationen: bedeckt, Ostwind Stärke 5, Luft 16°C, Wasser 12°C.
bedeckt, windstill. ∞ dunstig (trocken) = diesig (feucht), ≡ Bodennebel, ≡ Nebel, * Regen, ⁺ Sprühregen, ✳ Schneefall, ▽ Schauer, △ Graupel, ▲ Hagel, ↯ Gewitter
Gebiete mit Niederschlag //////// mit Nebel
Fronten: Warmfront, Kaltfront, Okklusion, Isobaren
H Hochdruckgebiet T Tiefdruckgebiet
Luftströmung: warm, kalt.
Alle Zeiten in mittlerer Greenwich Zeit (UTC)

Stereogr. Proj. 1 : 27,5 Mill.

Aussichten bis: 20. 2. 1962

Wetterlage: Das gestern über Mittelskandinavien gelegene Orkantief ist zum Baltikum weitergezogen und wandert unter Auffüllung langsam nach Südosten. Das kräftige Hochdruckgebiet südwestlich von Irland hat sich etwas abgeschwächt und wird sich ebenfalls ostwärts in Bewegung setzen. Sein Hochdruckkeil, der zu den Faröern reicht, schwenkt ostwärts und wird jetzt über der Nordsee zum Abflauen der Winde führen. Das in der Dänemarkstraße angelangte neue Tief wird unter Verstärkung nach Mittelskandinavien wandern.

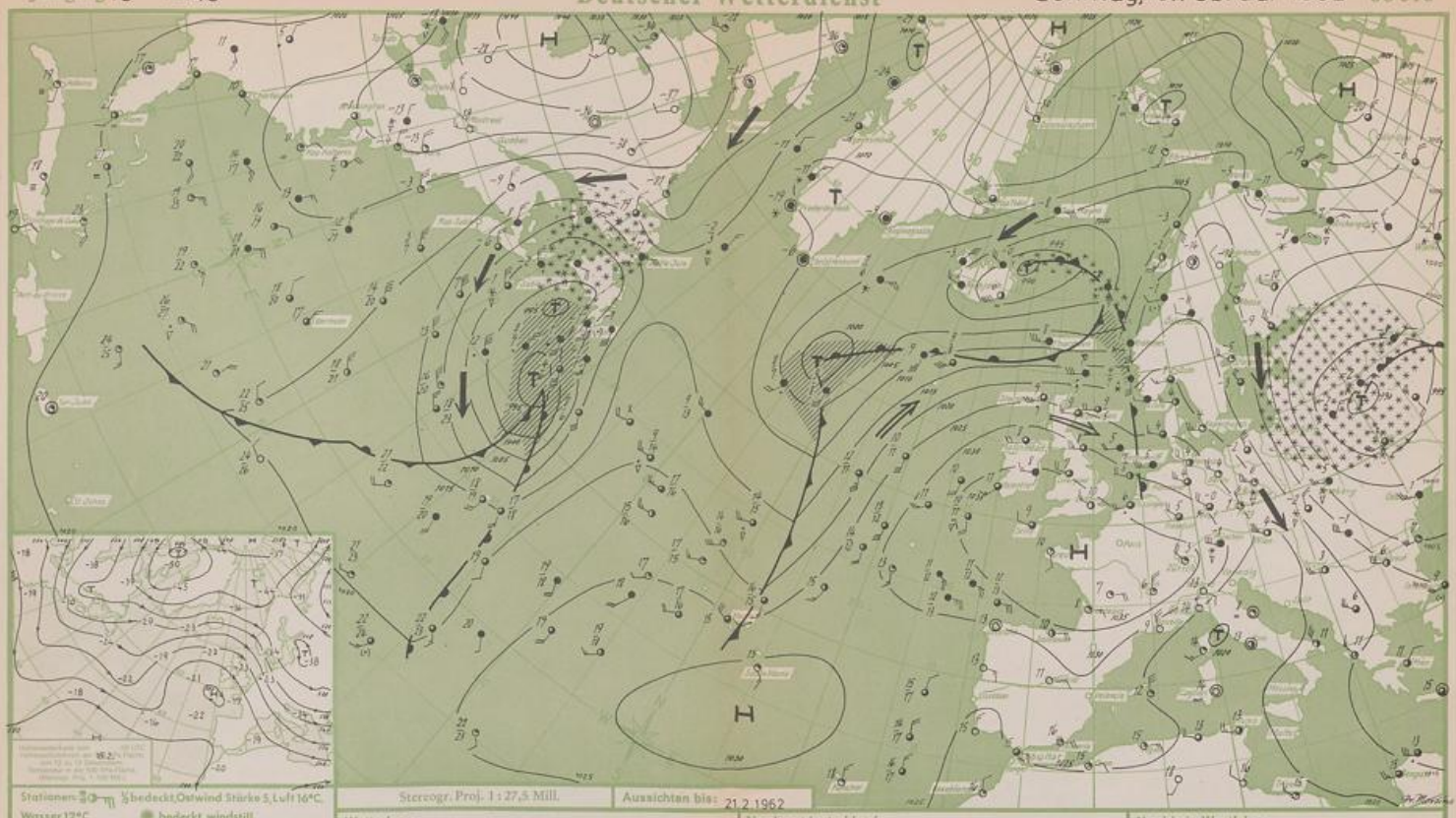
Dr. Kruhl

Nordwestdeutschland: Abflauende, auf West drehende Winde, später wieder etwas auffrischend. Eintrübung, vorübergehend etwas Regen, Temperaturanstieg.

Deutsche Bucht und Westliche Ostsee:
Abflauender Nordwest, auf West drehend, etwas auffrischend.

Nordrhein-Westfalen:

Jahrgang 10 Nr. 49 **Deutscher Wetterdienst** Sonntag, 18. Februar 1962 00 UTC



Stereogr. Proj. 1 : 27,5 Mill.

Aussichten bis: 21.2.1962

Stationen: bedeckt, Ostwind Stärke 5, Luft 16°C.
Wasser 12°C.
bedeckt, windstill,
dunstig (trocken) dicht (feucht) Bodennebel
Nebel
Regen
Sprühregen
Schneefall
Schauer
Graupel
Hagel
Gewitter
Gebiete mit Niederschlag mit Nebel
Fronten: Warmfront, Kaltfront, Okklusion, Isobaren
H Hochdruckgebiet T Tiefdruckgebiet
Luftströmung: warm, kalt.
Alle Zeiten in mittlerer Greenwich Zeit (UTC)

Wetterlage: Das Orkantief ist nach Rußland abgezogen und schwächt sich ab. Auch das Hoch über Westeuropa wandert unter Abschwächung langsam nach Osten. Sein nach Skandinavien reichender Keil, der Nordwestdeutschland am Sonntag Beruhigung brachte, schwenkt rasch nach Südosten. An seiner Nordflanke dringt das Tief bei Island in ostsüdöstlicher Richtung vor, seine Front milderer Meeresluft erfaßt besonders die nördlichen Gebiete Deutschlands.

Dr. Bielich

Nordwestdeutschland: Wieder stark auffrischende westliche Winde, bewölkt und zeitweise Regen, Temperaturen auf 5 bis 7 °C ansteigend.

Deutsche Bucht und Westliche Ostsee:
Erneut steife West- bis Nordwestwinde.

Nordrhein-Westfalen:

10. März 1998

DEUTSCHER WETTERDIENST

ED.501.9 (083) 161060

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

NR. 8c DIE SCHULWETTERWARTE

A. Anleitung zum Bau einer Thermometer-Hütte



Bild 1: Der Beobachter an der Wetterhütte

Der Deutsche Wetterdienst bearbeitet in seinem Sonderreferat Unterricht und Lehrmittel solche wetterkundlichen Stoffe, die als Anregung oder Hilfe für den praktischen Unterricht in der Wetterkunde gedacht sind.

Die Herausgabe derartiger Lehrstoffe läßt im übrigen dem Lehrer die volle Freiheit über den Umfang und die Art der Behandlung im Unterricht. Eine stoffliche oder lehrplanmäßige Bindung wird mit der Herausgabe dieser Lehrstoffe nicht angestrebt.

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036512
[1988] LR (101)

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach/M.
98.322

Die Schulwetterwarte.

Anleitung zum Bau einer Thermometerhütte.

Zweck:

Sobald wir in der Schule mit wetterkundlichen Beobachtungen begonnen haben, möchten wir - ebenso wie der Wetterdienst - auch regelmäßig Messungen durchführen. Wir möchten gern wissen, wie warm und wie feucht die Luft ist. Wir wollen also Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit messen.

Die Lufttemperatur mißt man " im Schatten ". Das soll heißen, daß das Thermometer vor Strahlung geschützt sein muß. Es soll seine Temperatur nur durch die Berührung mit der Luft erhalten: die Luft muß das Thermometer umspülen. Der Strahlungsschutz muß daher große Öffnungen aufweisen. Eine solche Meß-Anordnung verwendet der Wetterdienst als T h e r m o m e t e r h ü t t e .

Bevor wir an den Bau der eigentlichen Wetterhütte herangehen, müssen wir uns über Lage und Höhe der Aufstellung klar werden.

Die Luft wird in der Regel tagsüber vom heißen Boden erwärmt, nachts vom kalten Boden abgekühlt. Verschiedene Bodenarten erwärmen und erkalten v e r s c h i e d e n . Daher stellt man Wetterhütten einheitlich auf kurzgeschnittenen Rasenflächen auf. Sie sollen mindestens 10 m von Gebäuden usw. entfernt völlig frei liegen, also in der Regel voll besonnt und vom Wind getroffen werden. Auch über der Rasenfläche ist am Boden die Luft tagsüber noch wärmer als in einer gewissen Höhe. Um daher vergleichbare Werte zu erhalten, hat man sich in den Wetterdiensten aller Kulturstaaten geeinigt, die Thermometer in der Hütte in einer Höhe von 2 m über dem Erdboden aufzustellen. Die schwere Hütte steht auf einem kräftigen und festgefügten Gestell. Die Hüttentür zeigt immer nach Norden, damit beim Öffnen keine Sonnenstrahlen auf die Meßinstrumente fallen können. Um die Thermometer ablesen zu können, muß man eine vor der Hütte stehende Treppe besteigen, die frei auf dem Boden steht; sie darf das Hüttengestell nicht berühren, weil Stöße unter Umständen die Anzeigeinstrumente verstellen und damit die Ablesungen fälschen würden.

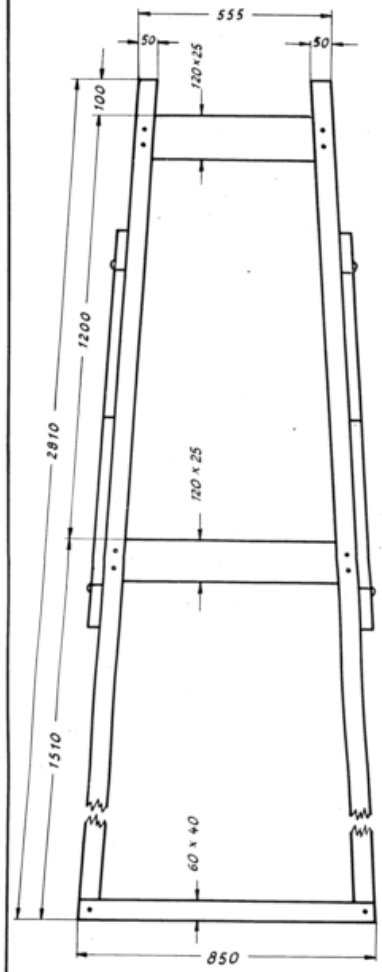
Soweit unsere Thermometerhütte für Schulkinder geeignet sein soll, wird es nötig sein, die nachstehend mitgeteilten Maße der Größe der Kinder anzupassen. Entweder muß man sich entschließen, die Thermometer niedriger als normal aufzustellen: man verliert dann den Vergleich mit Beobachtungen, die im amtlichen Netz gewonnen, in den regelmäßigen Veröffentlichungen (Zehntage-Berichte, Monatsberichte) mitgeteilt und bisweilen auch im Unterricht verwendet werden. Oder aber man muß die Treppe (um eine Stufe) erhöhen, wobei man aber besondere Sorgfalt auf einen festen Stand der Treppe und auf ein Geländer legen muß, damit beim Beobachten keine Unfälle eintreten; letzteres ist besonders bei Nässe und Glätte notwendig.

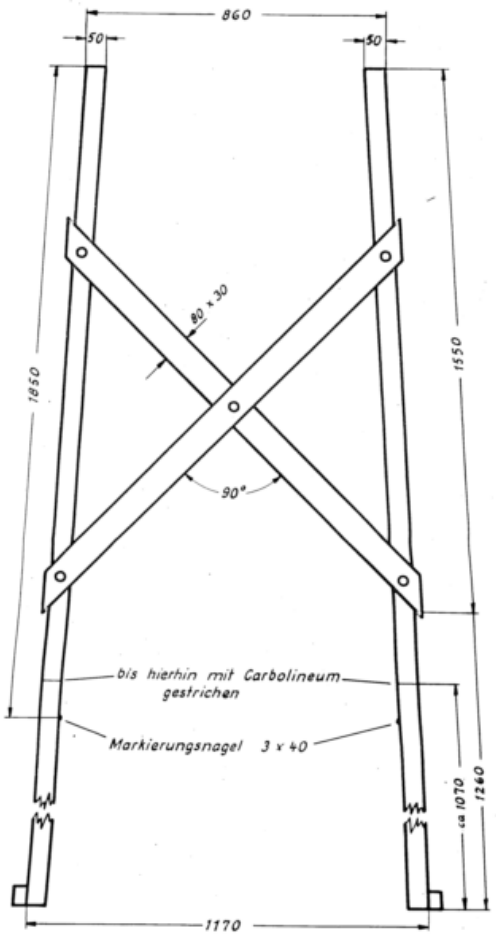
Beschreibung der Thermometer-Hütte. B i l d 1.

Unser Bild zeigt den Beobachter auf der Treppe stehend vor der geöffneten Thermometerhütte. Die 4 Seiten der Hütte -auch die Tür- sind aus Winkelleisten so zusammengesetzt, daß morgens und abends auch die tiefstehende Sonne nicht nach innen durchscheinen kann: die Thermometer liegen also im S c h a t t e n . Die Winkelleisten (man nennt sie meist J a l o u s i e n) haben unter sich einen solchen Abstand, daß die Luft zwischen den Leisten hindurchströmen kann: die Thermometer werden dann auch bei schwachem Wind belüftet. Der durch die Winkelleisten gebildete Kasten ist oben durch eine Holzdecke - den sogenannten " Zwischenboden "- abgeschlossen. Der Zwischenboden ist mehrfach durchbohrt, um auch hier der Luft einen Ausweg zu bieten. Unten dagegen ist der Boden durch drei Bretter gebildet. Sie gestatten der Luft, nach unten durchzustreichen. Daher kann sich hier nicht, wie etwa in einer geschlossenen Kiste, unten kalte Luft ansammeln und aufstauen. Dies würde unsere nächtlichen Temperaturmessungen fälschen. Die Bodenbretter verhindern aber auch, daß man von unten her in das Innere der Hütte greifen und die Thermometer stehlen kann.

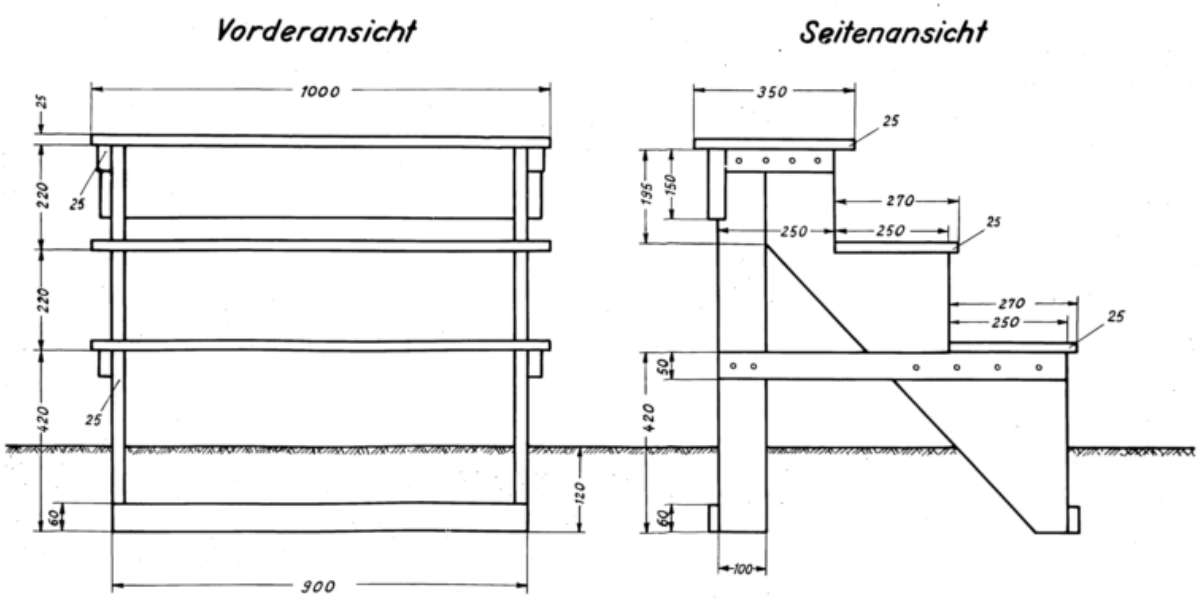
DEUTSCHER WETTERDIENST
Wetterkundliche Lehrmittel

8c. Anleitung zum Bau einer Thermometerhütte
Blatt 2. Bauplan für das Hüttengestell



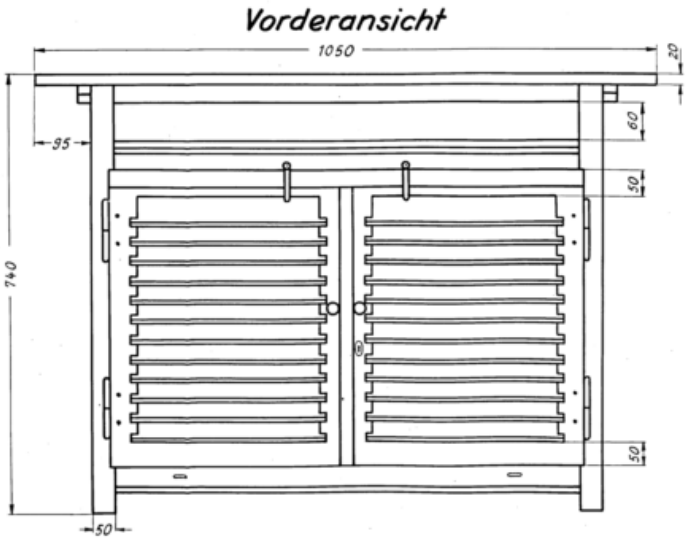


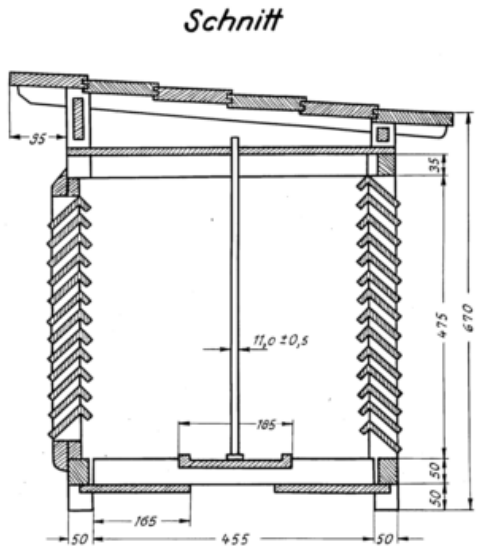
Maße in mm

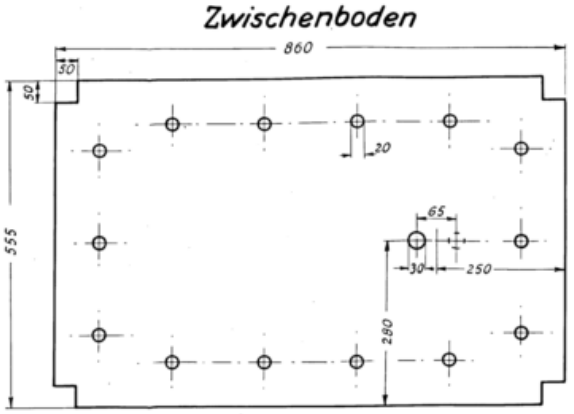


8c. Anleitung zum Bau einer Thermometerhütte
Blatt 3. Bauplan für die Treppe

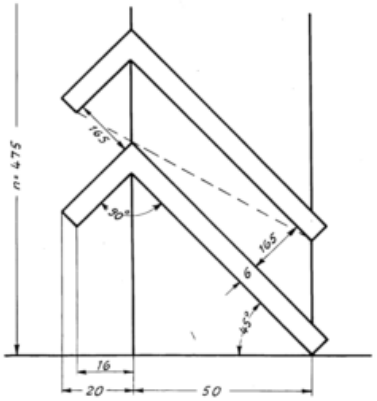
DEUTSCHER WETTERDIENST
Wetterkundliche Lehrmittel







Maße in mm



8c. Anleitung zum Bau einer Thermometerhütte
Blatt 1. Bauplan für den Hüttenteil

DEUTSCHER WETTERDIENST
Wetterkundliche Lehrmittel

Über der Holzdecke trägt die Thermometerhütte mit einem Zwischenraum ein flaches, schräg nach Süden abfallendes Dach, welches die Hütte gegen Regen und gegen Bestrahlung von oben her schützen soll. Es ist aus mehreren einzelnen Brettern zusammengefügt. Alle Teile der Hütte, nämlich: Thermometerhütte selbst,Dach, Gestell und Treppe werden aus gutem, trockenem Nadelholz hergestellt und sind innen und außen blendend weiß gestrichen. Dadurch wird eine übermäßige Erwärmung der Hütte, die die Messungen fälschen könnte, vermieden. Sobald der Anstrich verschmutzt ist, muß er gereinigt werden; er besteht übrigens am vorteilhaftesten aus dem besten Farblack, den man sich leisten kann.Von Zeit zu Zeit muß er erneuert werden.

Größe der Thermometerhütte.

Die Innenmaße unserer Hütte richten sich nach der Zahl und der Größe der Meßinstrumente, die wir hier aufstellen wollen. Solange wir nur e i n Thermometer darin unterbringen wollen, könnte die Hütte klein bleiben. Jedoch dürfen wir mit den Abmessungen nicht aus falscher Sparsamkeit zu weit heruntergehen;es würden sonst innen die Winkelleisten, die immer eine von der Luft abweichende Temperatur haben, so nahe an unsere Thermometer herankommen, daß diese Meßgeräte durch die Strahlung des Holzes beeinflußt würden.Schließlich rechnen wir bei unserer Thermometerhütte damit,daß wir später noch weitere Geräte oder vielleicht auch einmal eine eigene Versuchsanordnung darin unterbringen wollen.Wir bauen daher unsere Hütte groß genug.

Genaue Bauzeichnungen sind auf den folgenden Blättern abgedruckt.Sie sind für die große amtliche Wetterhütte berechnet.Es wird uns aber nicht schwer fallen, unsere selbstgebaute Hütte unseren Verhältnissen entsprechend kleiner auszuführen, wenn wir die große Hütte nicht bauen können oder nicht bauen wollen. Die Maße der amtlichen Hütte sind dafür berechnet, daß in der Hütte aufgestellt werden:

je ein trockenes (links) und feuchtes (rechts) Thermometer senkrecht,

je ein Maximum- (oben) und ein Minimum (unten) Thermometer wagrecht,

Hygrometer,
Thermograph,
Hygrograph.

siehe nebenstehendes Bild 2

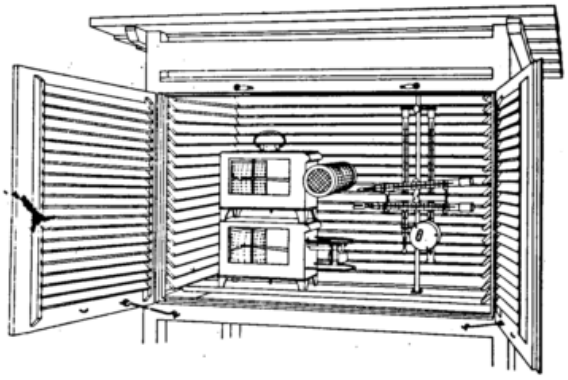


Bild 2: Wetterhütte mit Geräten

Man sieht, daß für soviele Geräte genug Platz vorhanden sein muß. Wichtig ist es aber vor allem, daß man eine Hütte nicht gar zu sehr vollstellt. Sonst verhindern die Geräte in der Hütte die gute Durchlüftung.

Wenn wir uns die Bauteile unserer Hütte besehen, so finden wir, daß der eigentliche Hüttenteil für sich zusammengefügt ist. Das Gestell ist ebenfalls für sich allein hergestellt. Es wird bei der amtlichen Hütte an Ort und Stelle zusammengeschraubt und durch Eisenwinkel mit der daraufgesetzten Hütte verbunden. Beim Selbstbau der Hütte kann man sich die Arbeit vereinfachen, indem man das Hüttengestell nicht schräg, sondern die Tragepfosten senkrecht ausführt. Auf jeden Fall müssen wir die Verbindung zwischen Gestell und Hütte besonders kräftig halten, damit unsere Thermometerhütte auch stärkerem Wind standhält.Da der Hüttenteil schwer ist, müssen wir für die Verbindung zwischen Hütte und Gestell kräftige Schrauben verwenden. Alle Teile, die in die Erde eingegraben werden, müssen wir mit Karbolineum mehrfach streichen, damit die Feuchtigkeit nicht angreifen kann; das gilt für die Hüttenpfosten und die Treppenstützen.

Für die Winkelleisten (Jalousien) verwenden wir besonders gut ausgesuchte Holzleisten. Sie sollen gerade sein und dürfen sich beim Zusammenleimen nicht verziehen. Zur Sicherung verstiften wir die Winkelleisten. Zum Verleimen verwenden wir Kaltleim und führen diese Arbeit besonders sorgfältig aus,damit uns die Nässe später nicht eindringen kann und trotz des Anstriches die Leisten auseinandersprengt. Besondere Aufmerksamkeit schenken wir den Türen. Sie dürfen sich nicht zwängen, sondern müssen sich leicht öffnen und schließen lassen. Damit wollen wir verhindern, daß ein Ruck beim Öffnen oder Schließen der Hütte die Einstell-Thermometer (Maximum und Minimum) oder die Schreibfedern unserer Registrierinstrumente verstellt. Die Türen dürfen jedoch kein direktes Licht durchlassen. Sie sollen sich mit Deckleisten auf den Türrahmen legen.

Alle Metallteile, besonders Scharniere und Schloß, verwenden wir aus kräftigem Material, das nicht rostet. Das ist besonders wichtig in der Nähe der Küste, wo das Seewasser empfindliche Metallteile zerfrißt.

Die Thermometer - in der amtlichen Aufstellung im ganzen vier - sind an einem weiß lackierten Eisenstab befestigt,der in das mittlere Bodenbrett der Hütte eingeschraubt wird und oben durch eine Bohrung im Zwischenboden gehalten wird. Die Ausführung der Halter geht aus Bild 3 hervor.

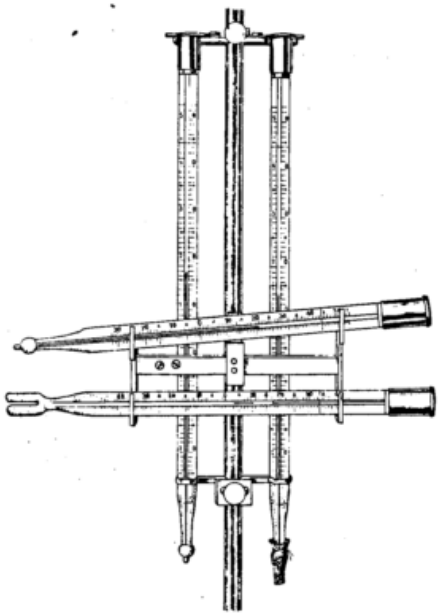


Bild 3: Anordnung der Thermometer

Die Zeichnungen zur Bauanleitung mit beigeschriebenen Maßen liegen auf besonderen Blättern bei:

a) Bauplan für den Hüttenteil

b) Bauplan für das Hüttengestell

c) Bauplan für die Treppe.

15. MAI 1967

DEUTSCHER WETTERDIENST

Bibliothek
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach/M.
Zu 67.1263

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

NR. 8c DIE SCHULWETTERWARTE

A. Anleitung zum Bau einer Thermometer-Hütte



Bild 1: Der Beobachter an der Wetterhütte

Der Deutsche Wetterdienst bearbeitet in seinem Sonderreferat Unterricht und Lehrmittel solche wetterkundlichen Stoffe, die als Anregung oder Hilfe für den praktischen Unterricht in der Wetterkunde gedacht sind.

Die Herausgabe derartiger Lehrstoffe läßt im übrigen dem Lehrer die volle Freiheit über den Umfang und die Art der Behandlung im Unterricht. Eine stoffliche oder lehrplanmäßige Bindung wird mit der Herausgabe dieser Lehrstoffe nicht angestrebt.

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036474
I 0.1 LR (101)

Die Schulwetterwarte.

Anleitung zum Bau einer Thermometerhütte.

Zweck:

Sobald wir in der Schule mit wetterkundlichen Beobachtungen begonnen haben, möchten wir - ebenso wie der Wetterdienst - auch regelmäßig Messungen durchführen. Wir möchten gern wissen, wie warm und wie feucht die Luft ist. Wir wollen also Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit messen.

Die Lufttemperatur mißt man " im Schatten ". Das soll heißen, daß das Thermometer vor Strahlung geschützt sein muß. Es soll seine Temperatur nur durch die Berührung mit der Luft erhalten: die Luft muß das Thermometer umspülen. Der Strahlungsschutz muß daher große Öffnungen aufweisen. Eine solche Meß-Anordnung verwendet der Wetterdienst als T h e r m o m e t e r h ü t t e .

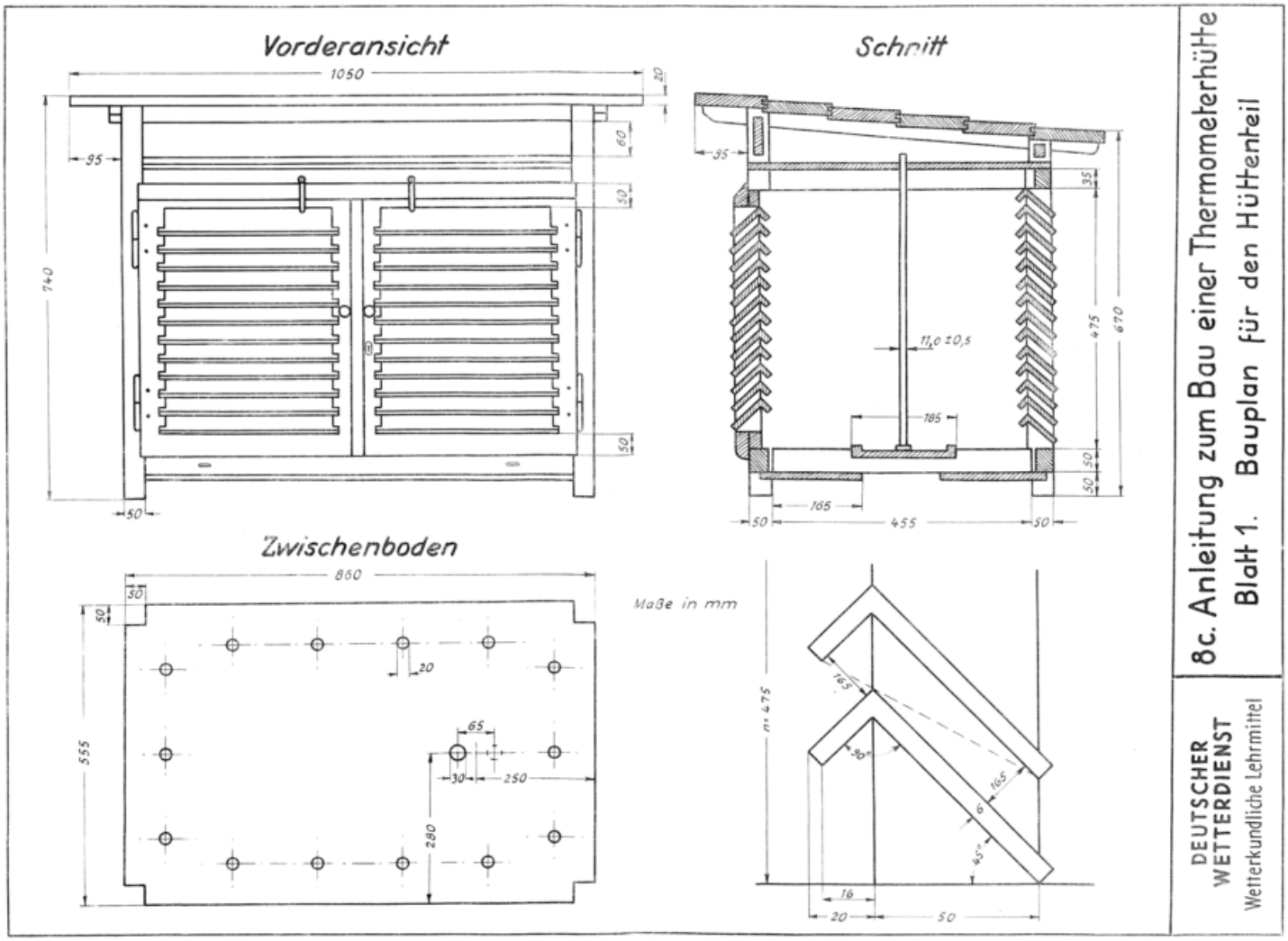
Bevor wir an den Bau der eigentlichen Wetterhütte herangehen, müssen wir uns über Lage und Höhe der Aufstellung klar werden.

Die Luft wird in der Regel tagsüber vom heißen Boden erwärmt, nachts vom kalten Boden abgekühlt. Verschiedene Bodenarten erwärmen und erkalten v e r s c h i e d e n . Daher stellt man Wetterhütten einheitlich auf kurzgeschnittenen Rasenflächen auf. Sie sollen mindestens 10 m von Gebäuden usw. entfernt völlig frei liegen, also in der Regel voll besonnt und vom Wind getroffen werden. Auch über der Rasenfläche ist am Boden die Luft tagsüber noch wärmer als in einer gewissen Höhe. Um daher vergleichbare Werte zu erhalten, hat man sich in den Wetterdiensten aller Kulturstaaten geeinigt, die Thermometer in der Hütte in einer Höhe von 2 m über dem Erdboden aufzustellen. Die schwere Hütte steht auf einem kräftigen und festgefügten Gestell. Die Hüttentür zeigt immer nach Norden, damit beim Öffnen keine Sonnenstrahlen auf die Meßinstrumente fallen können. Um die Thermometer ablesen zu können, muß man eine vor der Hütte stehende Treppe besteigen, die frei auf dem Boden steht; sie darf das Hüttengestell nicht berühren, weil Stöße unter Umständen die Anzeigeinstrumente verstellen und damit die Ablesungen fälschen würden.

Soweit unsere Thermometerhütte für Schulkinder geeignet sein soll, wird es nötig sein, die nachstehend mitgeteilten Maße der Größe der Kinder anzupassen. Entweder muß man sich entschließen, die Thermometer niedriger als normal aufzustellen: man verliert dann den Vergleich mit Beobachtungen, die im amtlichen Netz gewonnen, in den regelmäßigen Veröffentlichungen (Zehntage-Berichte, Monatsberichte) mitgeteilt und bisweilen auch im Unterricht verwendet werden. Oder aber man muß die Treppe (um eine Stufe) erhöhen, wobei man aber besondere Sorgfalt auf einen festen Stand der Treppe und auf ein Geländer legen muß, damit beim Beobachten keine Unfälle eintreten; letzteres ist besonders bei Nässe und Glätte notwendig.

Beschreibung der Thermometer-Hütte. B i l d 1.

Unser Bild zeigt den Beobachter auf der Treppe stehend vor der geöffneten Thermometerhütte. Die 4 Seiten der Hütte -auch die Tür- sind aus Winkelleisten so zusammengesetzt, daß morgens und abends auch die tiefstehende Sonne nicht nach innen durchscheinen kann: die Thermometer liegen also im S c h a t t e n . Die Winkelleisten (man nennt sie meist J a l o u s i e n) haben unter sich einen solchen Abstand, daß die Luft zwischen den Leisten hindurchströmen kann: die Thermometer werden dann auch bei schwachem Wind belüftet. Der durch die Winkelleisten gebildete Kasten ist oben durch eine Holzdecke - den sogenannten " Zwischenboden "- abgeschlossen. Der Zwischenboden ist mehrfach durchbohrt, um auch hier der Luft einen Ausweg zu bieten. Unten dagegen ist der Boden durch drei Bretter gebildet. Sie gestatten der Luft, nach unten durchzustreichen. Daher kann sich hier nicht, wie etwa in einer geschlossenen Kiste, unten kalte Luft ansammeln und aufstauen. Dies würde unsere nächtlichen Temperaturmessungen fälschen. Die Bodenbretter verhindern aber auch, daß man von unten her in das Innere der Hütte greifen und die Thermometer stehlen kann.



8c. Anleitung zum Bau einer Thermometerhütte

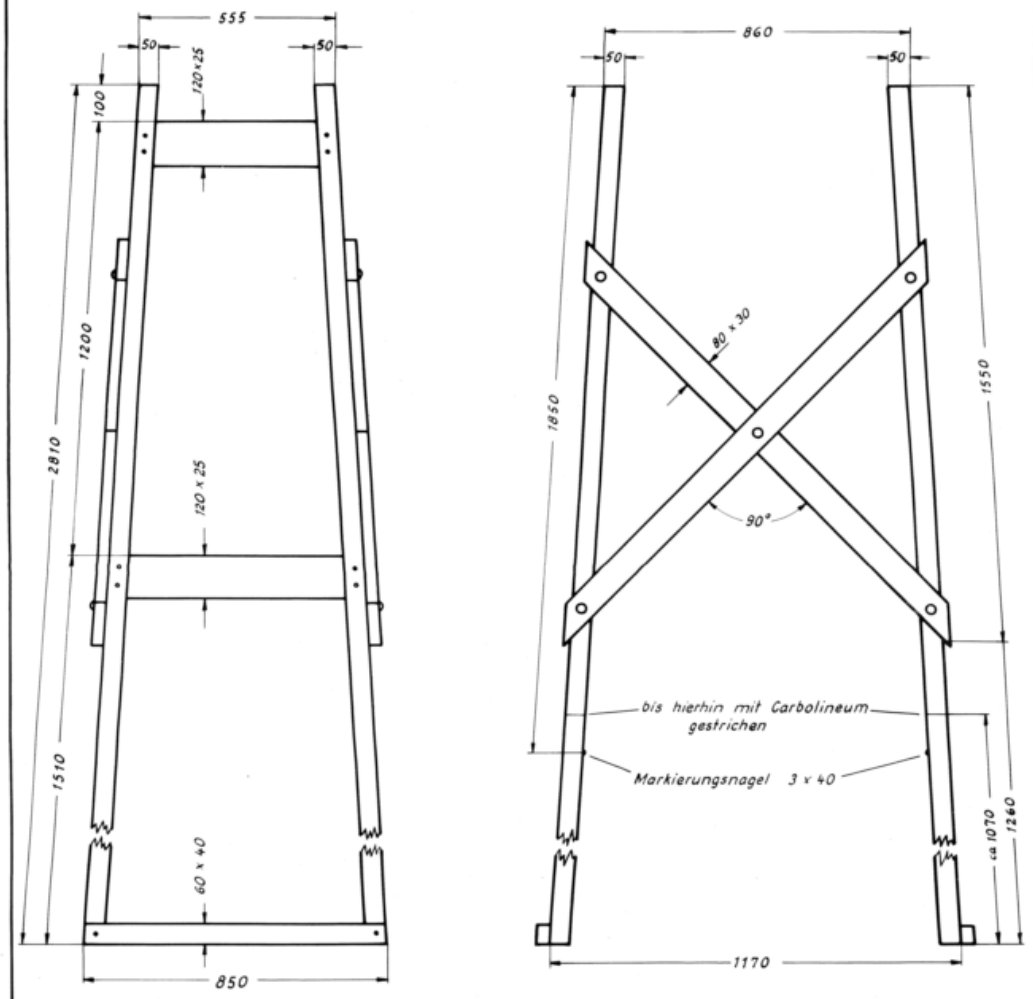
Blatt 1. Bauplan für den Hüttenteil

DEUTSCHER WETTERDIENST

Wetterkundliche Lehrmittel

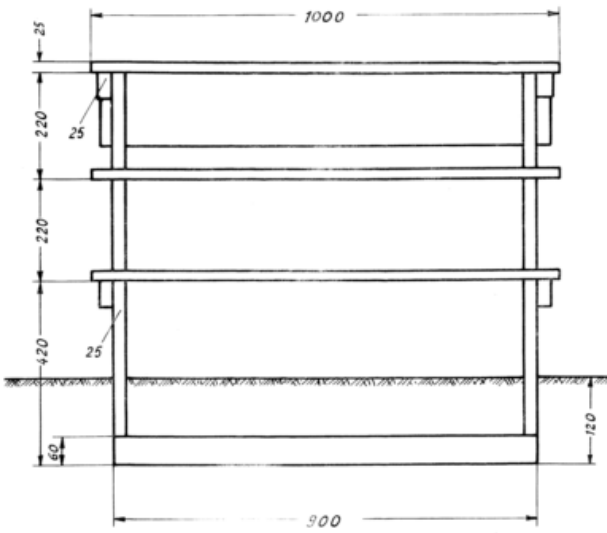
DEUTSCHER WETTERDIENST
Wetterkundliche Lehrmittel

8c. Anleitung zum Bau einer Thermometerhütte
Blatt 2. Bauplan für das Hüttengestell

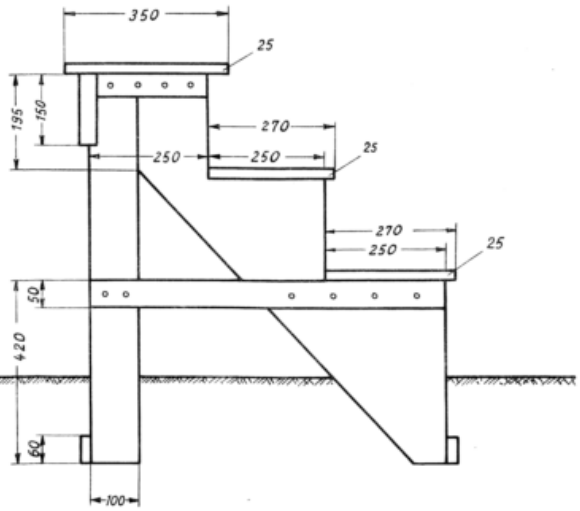


Maße in mm

Vorderansicht



Seitenansicht



Maße in mm

DEUTSCHER WETTERDIENST
Wetterkundliche Lehrmittel

8c. Anleitung zum Bau einer Thermometerhütte
Blatt 3. Bauplan für die Treppe

Über der Holzdecke trägt die Thermometerhütte mit einem Zwischenraum ein flaches, schräg nach Süden abfallendes Dach, welches die Hütte gegen Regen und gegen Bestrahlung von oben her schützen soll. Es ist aus mehreren einzelnen Brettern zusammengefügt. Alle Teile der Hütte, nämlich: Thermometerhütte selbst, Dach, Gestell und Treppe werden aus gutem, trockenem Nadelholz hergestellt und sind innen und außen blendend weiß gestrichen. Dadurch wird eine übermäßige Erwärmung der Hütte, die die Messungen fälschen könnte, vermieden. Sobald der Anstrich verschmutzt ist, muß er gereinigt werden; er besteht übrigens am vorteilhaftesten aus dem besten Farblack, den man sich leisten kann. Von Zeit zu Zeit muß er erneuert werden.

Größe der Thermometerhütte.

Die Innenmaße unserer Hütte richten sich nach der Zahl und der Größe der Meßinstrumente, die wir hier aufstellen wollen. Solange wir nur e i n Thermometer darin unterbringen wollen, könnte die Hütte klein bleiben. Jedoch dürfen wir mit den Abmessungen nicht aus falscher Sparsamkeit zu weit heruntergehen; es würden sonst innen die Winkelleisten, die immer eine von der Luft abweichende Temperatur haben, so nahe an unsere Thermometer herankommen, daß diese Meßgeräte durch die Strahlung des Holzes beeinflußt würden. Schließlich rechnen wir bei unserer Thermometerhütte damit, daß wir später noch weitere Geräte oder vielleicht auch einmal eine eigene Versuchsanordnung darin unterbringen wollen. Wir bauen daher unsere Hütte groß genug.

Genaue Bauzeichnungen sind auf den folgenden Blättern abgedruckt. Sie sind für die große amtliche Wetterhütte berechnet. Es wird uns aber nicht schwer fallen, unsere selbstgebaute Hütte unseren Verhältnissen entsprechend kleiner auszuführen, wenn wir die große Hütte nicht bauen können oder nicht bauen wollen. Die Maße der amtlichen Hütte sind dafür berechnet, daß in der Hütte aufgestellt werden:

je ein trockenes (links) und feuchtes (rechts) Thermometer senkrecht,

je ein Maximum- (oben) und ein Minimum (unten) Thermometer wagrecht,

Hygrometer,
Thermograph,
Hygrograph.

siehe nebenstehendes Bild 2

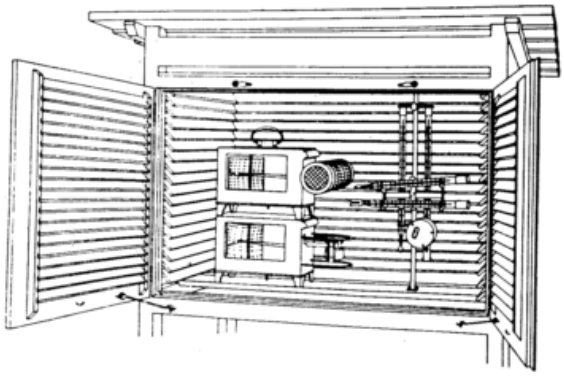


Bild 2: Wetterhütte mit Geräten

Man sieht, daß für soviele Geräte genug Platz vorhanden sein muß. Wichtig ist es aber vor allem, daß man eine Hütte nicht gar zu sehr vollstellt. Sonst verhindern die Geräte in der Hütte die gute Durchlüftung.

Wenn wir uns die Bauteile unserer Hütte besehen, so finden wir, daß der eigentliche Hüttenteil für sich zusammengefügt ist. Das Gestell ist ebenfalls für sich allein hergestellt. Es wird bei der amtlichen Hütte an Ort und Stelle zusammengeschraubt und durch Eisenwinkel mit der daraufgesetzten Hütte verbunden. Beim Selbstbau der Hütte kann man sich die Arbeit vereinfachen, indem man das Hüttengestell nicht schräg, sondern die Tragepfosten senkrecht ausführt. Auf jeden Fall müssen wir die Verbindung zwischen Gestell und Hütte besonders kräftig halten, damit unsere Thermometerhütte auch stärkerem Wind standhält. Da der Hüttenteil schwer ist, müssen wir für die Verbindung zwischen Hütte und Gestell kräftige Schrauben verwenden. Alle Teile, die in die Erde eingegraben werden, müssen wir mit Karbolineum mehrfach streichen, damit die Feuchtigkeit nicht angreifen kann; das gilt für die Hüttenpfosten und die Treppenstützen.

Für die Winkelleisten (Jalousien) verwenden wir besonders gut ausgesuchte Holzleisten. Sie sollen gerade sein und dürfen sich beim Zusammenleimen nicht verziehen. Zur Sicherung verstiften wir die Winkelleisten. Zum Verleimen verwenden wir Kaltleim und führen diese Arbeit besonders sorgfältig aus,damit uns die Nässe später nicht eindringen kann und trotz des Anstriches die Leisten auseinandersprengt. Besondere Aufmerksamkeit schenken wir den Türen. Sie dürfen sich nicht zwängen, sondern müssen sich leicht öffnen und schließen lassen. Damit wollen wir verhindern, daß ein Ruck beim Öffnen oder Schließen der Hütte die Einstell-Thermometer (Maximum und Minimum) oder die Schreibfedern unserer Registrierinstrumente verstellt. Die Türen dürfen jedoch kein direktes Licht durchlassen. Sie sollen sich mit Deckleisten auf den Türrahmen legen.

Alle Metallteile, besonders Scharniere und Schloß, verwenden wir aus kräftigem Material, das nicht rostet. Das ist besonders wichtig in der Nähe der Küste, wo das Seewasser empfindliche Metallteile zerfrißt.

Die Thermometer - in der amtlichen Aufstellung im ganzen vier - sind an einem weiß lackierten Eisenstab befestigt,der in das mittlere Bodenbrett der Hütte eingeschraubt wird und oben durch eine Bohrung im Zwischenboden gehalten wird. Die Ausführung der Halter geht aus Bild 3 hervor.

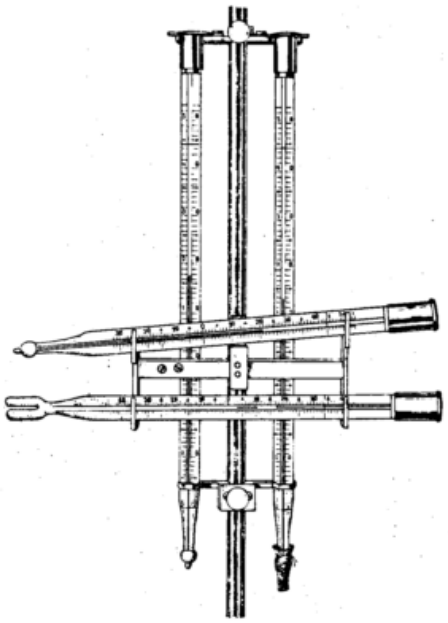


Bild 3: Anordnung der Thermometer

Die Zeichnungen zur Bauanleitung mit beigeschriebenen Maßen liegen auf besonderen Blättern bei:

a) Bauplan für den Hüttenteil

b) Bauplan für das Hüttengestell

c) Bauplan für die Treppe.

5. MAI 1967

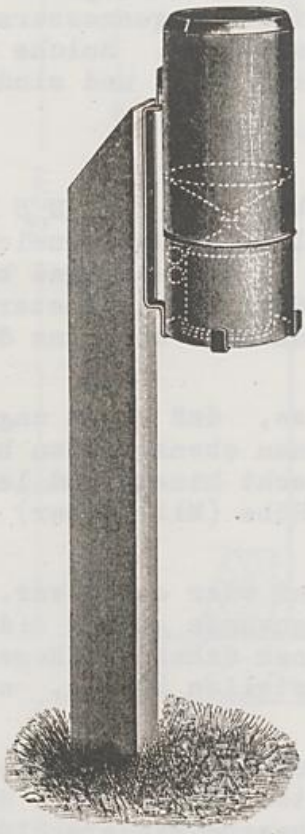
DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

DIE SCHULWETTERWARTE

NR. 8a Anleitung zum Bau eines Schulregenmessers

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach/M.
Zü 67.1263



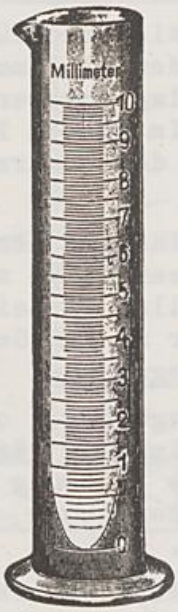


Bild links : Hellmannscher Regenmesser, Einheitsgerät, das im deutschen Wetternetz allgemein verwendet wird.

Bild rechts: Meßglas zum Hellmannschen Regenmesser, geeicht für die Auffangfläche von 200 qcm; das Glas verengt sich unten und gestattet dort die Ablesung kleiner Niederschlagsmengen.

J.G.Gustav Hellmann (1854-1939), langjähr. Direktor des Preuß. Met. Instituts in Berlin, führte diesen Regenmesser 1886 im Preuß. Stationsnetz ein; später wurde er auch in den übrigen Landesnetzen aufgestellt. Erst nachdem die Niederschlagsmessungen mit einem Einheitsgerät genügend zuverlässig durchgeführt wurden, war Hellmann in der Lage, im Jahre 1906 das dreibändige Werk : die Niederschläge in den Norddeutschen Stromgebieten herauszugeben; er schuf damit die Grundlagen für die Beurteilung der Oder - Hochwasser und demzufolge für Strom - und Uferbauten.

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036473
I 2 LR (101)

A n l e i t u n g

für den Bau eines Schulregenmessers.

Es ist unmöglich, die Wassermenge abzuschätzen, die ein Regentag geliefert hat. Selbst dem geübten Beobachter gelingt das nicht! Daher muß man den Regen auffangen und abmessen.

Wenn wir von Regenmessung sprechen, sollten wir genauer sagen : Wir wollen den N i e d e r s c h l a g messen. Unter Niederschlag verstehen wir das Wasser, das in flüssiger oder fester Form aus den Wolken zur Erde fällt. Um jedoch vergleichen zu können, müssen wir immer angeben, wieviel flüssiges Wasser heruntergekommen ist. Hagel,Schnee und Graupel müssen wir also schmelzen und dann erst abmessen.

Der amtliche Wetterdienst unterhält ein Stationsnetz von Tausenden von Regenmeßstellen. Sie sind alle mit dem gleichen Meßgerät ausgerüstet. Das ist notwendig, weil die Beobachtungen rasch gesammelt, bearbeitet und verglichen werden müssen. Es würde stören, wenn jede Station mit einer anderen Art Regenmesser gemessen hätte, oder wenn die Messungen erst noch umgerechnet werden müßten, um vergleichbar zu sein. Hierbei wären Fehler garnicht zu vermeiden. Das amtliche Netz muß daher mit genau gleichen Regenmessern arbeiten,die immer - auch auf Jahre hinaus - zuverlässig arbeiten. Solche Geräte müssen dauerhaft sein. Dementsprechend kosten sie viel Geld und sind in der Regel für die Schule zu teuer.

1. Die Messung der R e g e n h ö h e.

Regen usw., d.h. Niederschlag, kann man angeben mit der H ö h e, die das Wasser über dem Boden einnimmt, wenn nichts ablaufen oder einsickern kann,und man kann Niederschlag angeben als die M e n g e, die auf eine bestimmte Fläche gefallen ist. Im ersten Fall mißt man die Höhe in Millimetern, im zweiten Fall in "Liter auf den Quadratmeter"(l/m^2). Zunächst soll uns der erste Fall beschäftigen.

Wir stellen ein Gefäß auf den ebenen Erdboden so, daß Regen ungehindert hineinfallen kann. Unser Gefäß muß selbst auch einen ebenen Boden haben. Wenn es geregnet hat, stellen wir einen Maßstab senkrecht hinein und lesen daran ab, wie hoch das Wasser in dem Gefäß steht. Diese Höhe (Millimeter) schreiben wir auf: sie ist die Regenhöhe!

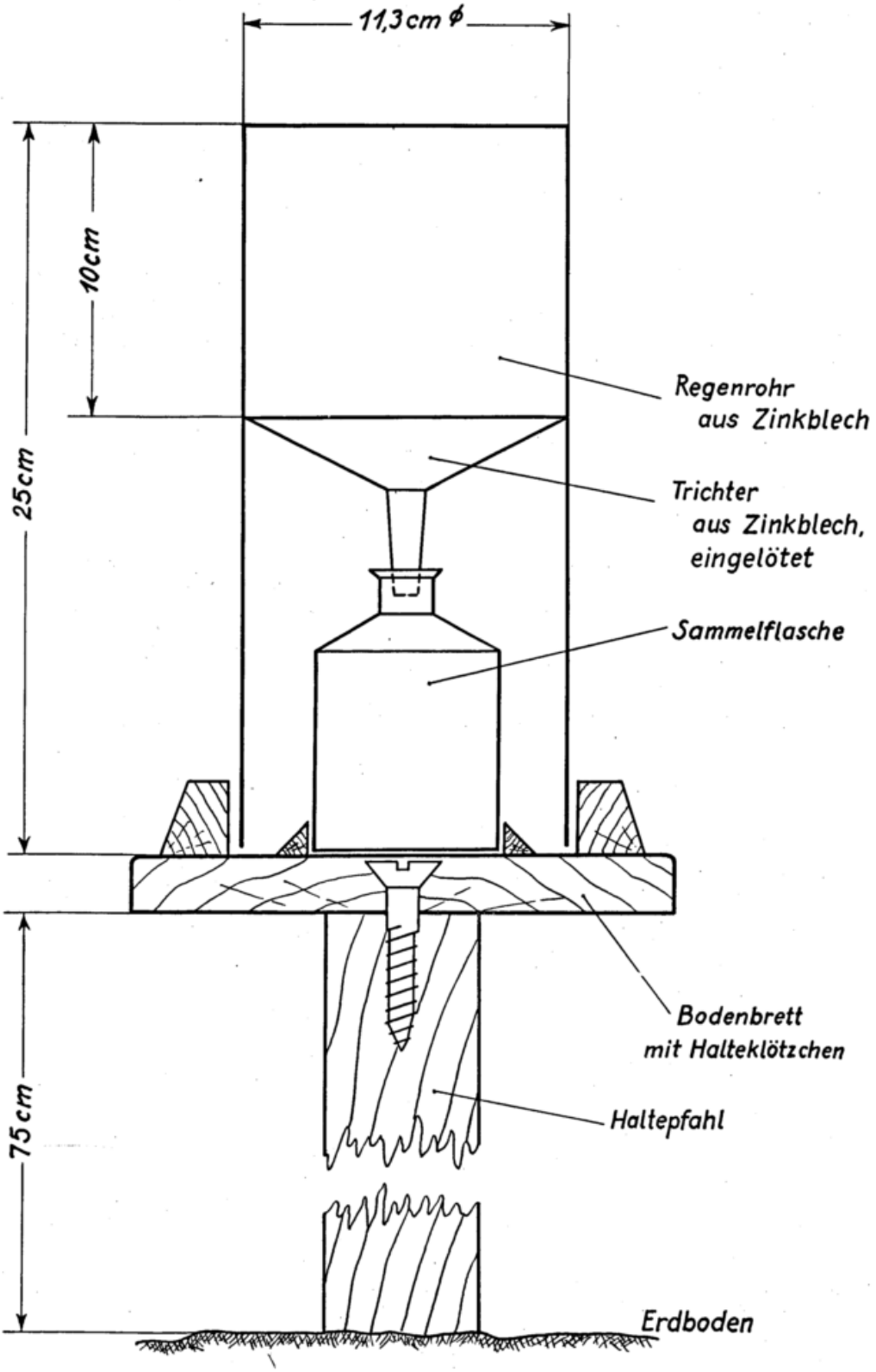
Es ist hier gleichgültig, ob unser Gefäß rund oder eckig war. Selbst wenn sein Umfang unregelmässig wäre, aber die Seitenwände gerade (d.h.senkrecht) stehen, wird unsere Ablesung stimmen. Wir können daher die Regenhöhe messen, ohne daß wir eine Beziehung zu der Fläche herstellen müssen, auf welche der Regen gefallen ist.

Nun fallen häufig Niederschläge, deren Höhe sehr klein gefunden wird. Sobald wir Regenhöhen von weniger als einem Millimeter haben, wird diese Messung nicht mehr möglich sein. Dabei sind solche schwache Niederschläge keineswegs zu vernachlässigen. Wir sehen an der Straße oder im Garten und auf dem Schulhof, daß geringe Regenmengen etwas ausmachen, auch wenn wir sie mit unserem bisherigen Verfahren nicht mehr richtig feststellen können. Wir müssen also noch einen anderen Weg finden, um auch kleine Niederschlagsmengen messen zu können.

2. Die Messung der R e g e n m e n g e.

Zunächst besorgen wir uns wieder ein Gefäß, das zum Auffangen des Niederschlags dienen kann. Wir achten aber jetzt darauf, daß es eine bestimmte Grundfläche hat. Am besten wird es sein,wenn wir ein quadratisches Gefäß nehmen. Wenn wir darin den Regen aufgefangen haben, stellen wir zuerst einmal die Regenhöhe fest. Dann schütten wir das Regenwasser in ein Meßglas. Dazu dient ein viereckiges Gefäß sehr gut, weil es gestattet, den Inhalt über eine Ecke auszuschütten. Indem wir jetzt am Meßglas ablesen, bis zu welcher Marke das Glas gefüllt ist, können wir uns diese Marke notieren; ist viel Regen gefallen, so müssen wir unser Auffanggefäß öfters in das Meßglas überschütten,

Bauskizze für den Schul-Regenmesser



Wetterkdl. Lehrm. Nr. 8a
Herausgegeben vom Deutschen Wetterdienst, Sonderreferat Unterricht

ablesen, aufnotieren und das Meßglas ausschütten. Zusammengerechnet erhalten wir dann die Gesamtregenmenge.

Unsere Messungen gelten jetzt aber immer nur für unser Auffanggefäß. Wir könnten das zeigen, indem wir z.B. ein anderes Gefäß verwenden, das viermal so groß ist, d.h. in welches sich das erste Gefäß viermal einstellen läßt. Fangen wir in diesen beiden Gefäßen Regen auf, so muß in das größere Gefäß viermal soviel Wasser gelangen als in das kleinere. Wir lernen daraus, daß wir die Messung der Regenmenge auf die Fläche beziehen müssen, d.h. daß wir immer angeben müssen, wie groß bei unserer Messung die Fläche oben am Gefäßrand ist.

Sobald wir Flächen berechnen können, können wir uns ein Auffanggefäß herstellen, das uns eine "Einheits"-Auffangfläche darstellt. Wir sehen bald, daß für das Messen eine Fläche von einem Quadratmeter sehr groß ist : wenn dann viel Regen fällt, kann das Meßglas garnicht groß genug sein. Auch wird das Ausschütten in das Meßglas sehr schwierig, weil das Wasser sehr viel wiegt. Andrerseits möchten wir einen Vergleich haben und wollen wissen, wieviel ein Quadratmeter Fläche an Regen erhalten kann. Wenn wir unsere Auffangfläche 1/100 Quadratmeter groß machen, dann müssen wir eben die aufgefangene und abgemessene Regenmenge mit 100 vervielfachen, um zu wissen, wieviel ein Quadratmeter erhalten hat.

Auch jetzt kann der Fall eintreten, daß sich in unserem kleinen Regenmesser nur wenig Wasser angesammelt hat. Um gerade diese kleinen Mengen noch einigermaßen richtig angeben zu können, müssen wir ein Meßglas verwenden, das enger ist: dann rücken die Teilstriche für die Mengen weiter auseinander, und man kann kleinere Mengen besser abmessen. Schließlich könnten wir noch weitergehen und ein trichterförmiges Meßglas benutzen. Hierbei sind die kleinen Mengen sehr weit geteilt, die großen Mengen rücken enger zusammen. Aber für kleine Mengen könnten wir jetzt sehr gut genaue Ablesungen im Meßtrichter erhalten.

3. Der Schulregenmesser

Die Aufstellung eines Auffanggefässes am Boden bringt den Nachteil mit sich, daß Spritzwasser von außen in das Gefäß gelangt oder daß Wasser herausspritzt. Daher sollte der Regenmesser hoch genug über dem Boden stehen, damit nichts hineinspritzen kann. Andererseits muß das Auffanggefäß aber selbst so tief sein, daß nichts, was hineingeregnet ist, wieder herausspritzen kann. Bei amtlichen Regenstationen steht die Auffangfläche in 1 Meter Höhe über dem Boden. Der Schulregenmesser sollte nur so hoch aufgestellt werden, daß ihn die Kinder noch gut bedienen können! Rechteckige oder quadratische Auffanggefässe verwendet man nicht; je nach der Windrichtung, bei welcher der Regen fällt, können die schräg zum Wind stehenden Flächen auch den Regen (über dem Regenmesser!) zum Ausweichen zwingen, und wir messen dann je nach den Strömungsverhältnissen zu wenig Niederschlag. Bei einem runden Auffanggefäß dagegen wird sich der Wind immer gleichmässig auswirken; (daß auch jetzt noch manchmal der Regen darüber weggeblasen wird, kann bei sehr starkem Regen vorkommen: man sagt manchmal : der Regen peitscht !)

Um der Schwierigkeit der Messung bei kleinen Mengen zu begegnen, wählen wir eine passend große Auffangfläche. Wenn wir sie z.B. 100 Quadratzentimeter (/=1 qdm) groß machen, so beträgt sie 1/100 eines Quadratmeters: für die Menge, die auf einen Quadratmeter entfällt, müssen wir dann den gemessenen Inhalt mit 100 vervielfachen.

Wir könnten unser Meßglas gleich in das Auffanggefäß stellen, wenn wir darin einen Trichter eingelötet haben, der das Wasser in der Mitte sammelt. Dann besteht aber die Gefahr, daß bei Frost, der auf Regen folgt, ein Glas durch das gefrierende Wasser gesprengt wird. Daher nimmt man zur Regenmessung, d.h. als Auffang- und als Sammelgefäß Teile, die aus Metall hergestellt sind. Das Meßglas bewahrt man im Zimmer auf und bringt es nur mit, wenn man messen will.

Unsere Bauzeichnung zeigt den Schulregenmesser. Da alle Teile rund sind, brauchen wir nur einen "Schnitt":

auf dem Pfahl mit Grundplatte (aus Holz) steht ein unten und oben offenes Rohr. Sein Durchmesser mit 11,3 cm entspricht einem Querschnitt und damit einer Auffangfläche von 100 Quadratzentimetern. In das Rohr lassen wir einen Trichter einlöten. Am besten verwenden wir Zinkrohr und Zinkblech, das nicht rostet. Das senkrecht stehende Rohr wird auf der Grundplatte durch einen Holzring oder durch Holzklötzchen gehalten. Innen wird ebenso eine Metallflasche gehalten, die das vom Trichter abtropfende oder ablaufende Wasser auffängt. Nun muß man bei der Messung nur das Auffangrohr soweit senkrecht hochheben, daß man die Flasche nicht umkippt (!). Dann schüttet man den Inhalt der Auffangflasche in das Meßglas und notiert.

Wenn Niederschlag in fester Form gefallen ist (Schnee, Graupel, Hagel), so muß man das Auffanggefäß und die Kanne ins warme Zimmer bringen. Dazu ist es nötig, die Trichteröffnung von oben her mit einem Stopfen zu verschliessen. Im warmen Zimmer setzt man dann den "Schneemesser" zusammen, läßt schmelzen und mißt, wieviel Schmelzwasser die Flasche enthält. Man gibt nämlich auch den gefallenen Schnee als flüssigen Niederschlag an, da er ja vielfach sehr lokker ist.

4. Beziehung zwischen Regenhöhe und Regenmenge.

Die Messung der Regenhöhe mit einem Maßstab hat uns sofort eine Meßzahl geliefert, die wir Anderen mitteilen können. Bei der Regenmenge dagegen müssen wir immer dazusagen, auf welche Fläche sie gefallen ist. Das gilt natürlich auch für unseren Schulregenmesser.

Hätte unser Regenmesser eine Auffangfläche von 1 Quadratmeter, so würden wir die gemessene Menge in Litern pro Quadratmeter sofort angeben können. Hat unser Regenmesser dagegen nur die Oberfläche von 10 x 10 cm (= 1 x 1 dm), so ist die Fläche 1/100 Quadratmeter, und wir müssen dann die gemessene Menge mit 100 vervielfachen, um Liter/Quadratmeter zu erhalten; bei 200 Quadratzentimeter oder 2 Quadratdezimeter Auffangfläche müßten wir aber die gemessene Menge immer mit 50 vervielfachen, um auf Liter pro Quadratmeter zu kommen.

Zwischen Regenhöhe und Regenmenge können wir eine Beziehung herstellen. Wenn auf einer Fläche von 1 Quadratmeter das Regenwasser 1 cm hoch steht, so ist die Regenhöhe 1 cm = (=10 Millimeter). Auf dem Quadratmeter mit 100 x 100 Zentimetern haben wir 10 000 Quadratzentimeter. Da auf jedem Quadratzentimeter das Wasser 1 cm hoch steht, erhalten wir 10 000 mal 1 = 10 000 Würfel Wasser von je einem "Kubik"-zentimeter. Wir erinnern uns, daß 1000 Kubikzentimeter einen Liter ergeben: bei 10 Millimeter Regenhöhe hat also 1 Quadratmeter Fläche 10 Liter Regenmenge erhalten. Daraus folgt, daß eine Regenhöhe von 1 Millimeter einer Regenmenge von 1 Liter pro Quadratmeter entspricht. Wir dürfen daher die Bzeichnungen "Regenhöhe" und "Regenmenge" nebeneinander verwenden, wenn die Menge immer auf die Fläche 1 Quadratmeter berechnet ist.

Neuauflage Februar 1954 Preis DM 0,15

02. Juli 1990

Die Sturmflutwetterlage vom 03. Januar 1976

Am 02./03. Januar 1976 entwickelte sich über der Nordsee ein Orkantief, das in der Nachkriegszeit nur mit dem Holland-Orkan vom 31.01./01.02.1953 und der Hamburger Katastrophenflut vom 16./17. Februar 1962 zu vergleichen war. Als einer der schwersten Nordsee-Stürme galt auch der "Adolph-Bermpohl"-Orkan vom 23. Februar 1967; der gefährliche Nordwest-Sturm dauerte aber nur verhältnismäßig kurze Zeit.

Der West- bis Nordwest-Orkan vom 03. Januar 1976 trieb die Wassermassen der Nordsee derart in die Deutsche Bucht, daß das Nachmittagshochwasser in St.Pauli (17.15 MEZ) auf 4,65 m über MHW auflief. Damit trat das höchste Hochwasser in Hamburg ein, seit Messungen vorliegen. Es überstieg mit ca. 85 cm noch die Sturmflut von 1962. Folgende Angaben (DHI) liegen von der Küste vor: Borkum 12.08 MEZ 2,27 m über MHW; Husum 13.40 MEZ 4,16 m über MHW; Cuxhaven 14.20 MEZ 3,68 m über MHW. Die Angaben von Husum und Cuxhaven decken sich etwa mit denen von 1962.

Die Flut vom 03. Januar bildete den Höhepunkt einer Sturmflutwetterlage, die sich seit Anfang Dezember 1975 häufig wiederholte, und die am 21. Januar mit einer sehr schweren Sturmflut ein Ende fand. Die Lage war gekennzeichnet durch ein nach Nordwesten vorgeschobenes Azorenhoch, so daß feuchte Subtropenluft aus dem Gebiet westlich der Azoren in Richtung auf die Britischen Inseln strömen konnte. Damit verschärfte sich der Temperaturgegensatz zur Kaltluft im Raum von Island und über Nordeuropa, und es entstand eine außerordentlich energiereiche Frontalzone. An dieser Frontalzone liefen Wellenströmungen aus dem Azorenraum über die Britischen Inseln nach Nord- und Mitteleuropa. Eine dieser Wellen, die am 31.12. noch westlich der Azoren lag, entwickelte sich über der Nordsee zum Orkantief und schloß die Serie ab (Abb. 1).



Abb. 1

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach
90.793

1. Hochtroposphärische Welle

Es stellt sich die Frage, warum eine der Wellenzyklonen sich am 03.01. so kräftig entwickelte. Schon am 31.12. und am 01.01. sowie am 02.01. hatten zwei Frontalwellen mit hohen Geschwindigkeiten die Britischen Inseln und Mitteleuropa ohne nennenswerte Vertiefung überquert, obgleich große Temperaturgegensätze in der Frontalzone vorhanden waren.

Die abschließende Vertiefung der dritten Welle (02./03.01.) über der Nordsee wurde von "außen" gesteuert, und zwar durch die Nord-Süd-Verlagerung eines hochtroposphärischen Strahlstromes - Mäanderung - über dem West- und Nordwest-Atlantik. Der Vorgang begann mit einem kräftigen Ausbruch kontinentaler Kaltluft von Nordamerika her (Florida bis Labrador) nach Südosten. Er führte zur Ausbildung eines umfangreichen Tiefdrucksystems südöstlich von Neufundland. Im Zusammenhang damit entstand eine meridional weit ausschwingende hochtroposphärische Welle, die sich ostwärts fortpflanzte. In Abb. 2 ist sie an Hand der 536-gpdm-Isohypse im 500-hPa-Niveau dargestellt.

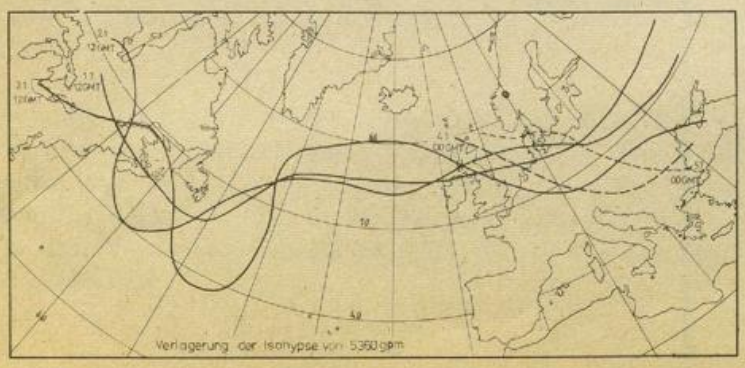


Abb. 2

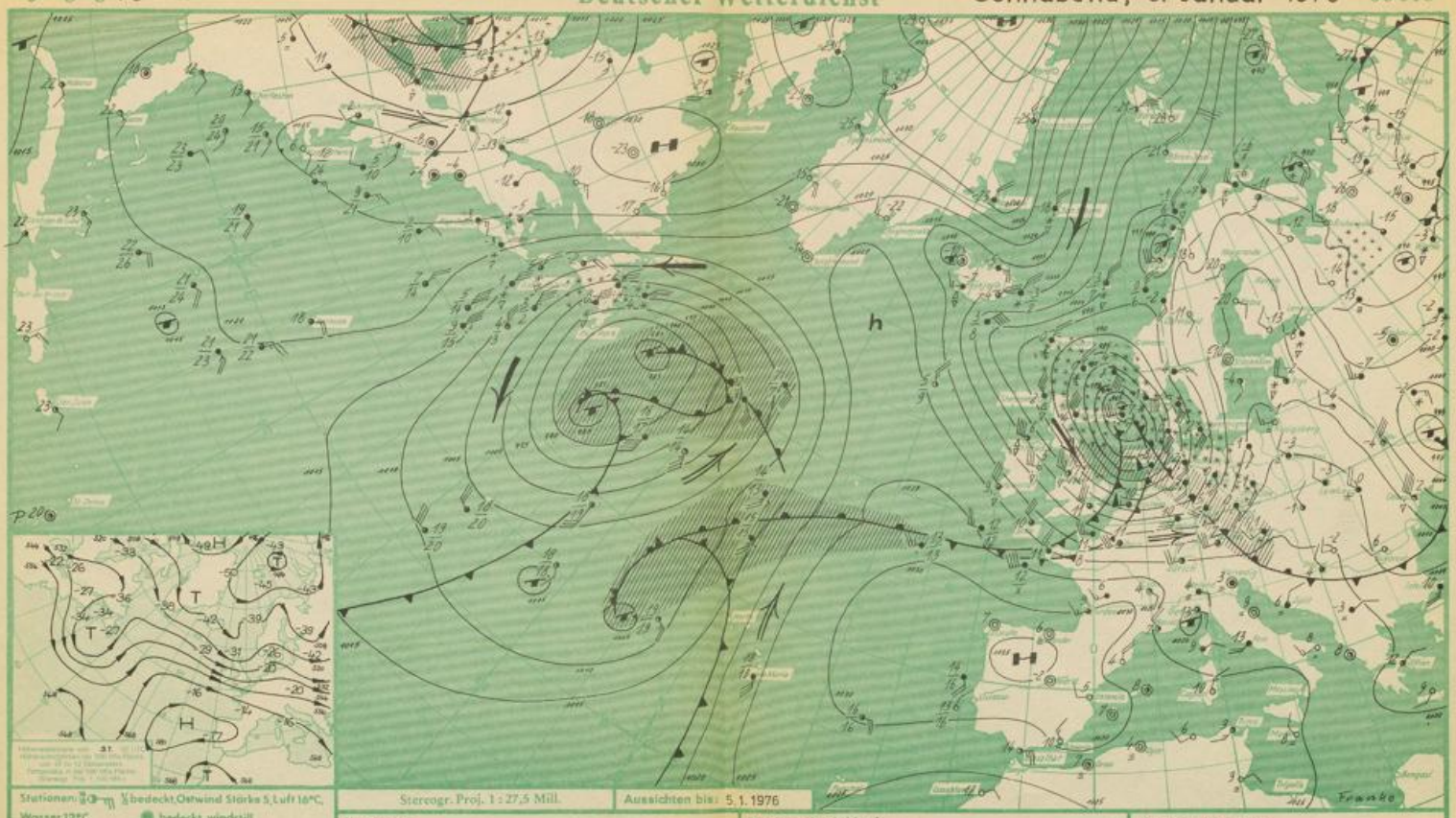
DWD Offenbach / Bibliothek
B23036479

[1978]

LR (101)

Deutscher Wetterdienst

Sonnabend, 3. Januar 1976 00 UTC



Stationen: ⅛bedeckt, Ostwind Stärke 5, Luft 16°C, Wasser 12°C. ● bedeckt, windstill.
∞ dunstig (trocken) = diesig (feucht), ≡ Bodennebel, ≡ Nebel, • Regen, ‣ Sprühregen, ✳ Schneefall, ▽ Schauer, △ Graupel, ▲ Hagel, ↯ Gewitter.
Gebiete mit Niederschlag //////, mit Nebel
Fronten: Warmfront, Kaltfront, Okklusion, Isobaren
H Hochdruckgebiet. T Tiefdruckgebiet.
Luftströmung: ⟹ warm, ⟶ kalt.
Alle Zeiten in mittlerer Greenwich Zeit (UTC)

Stereogr. Proj. 1 : 27,5 Mill.

Aussichten bis: 5. 1. 1976

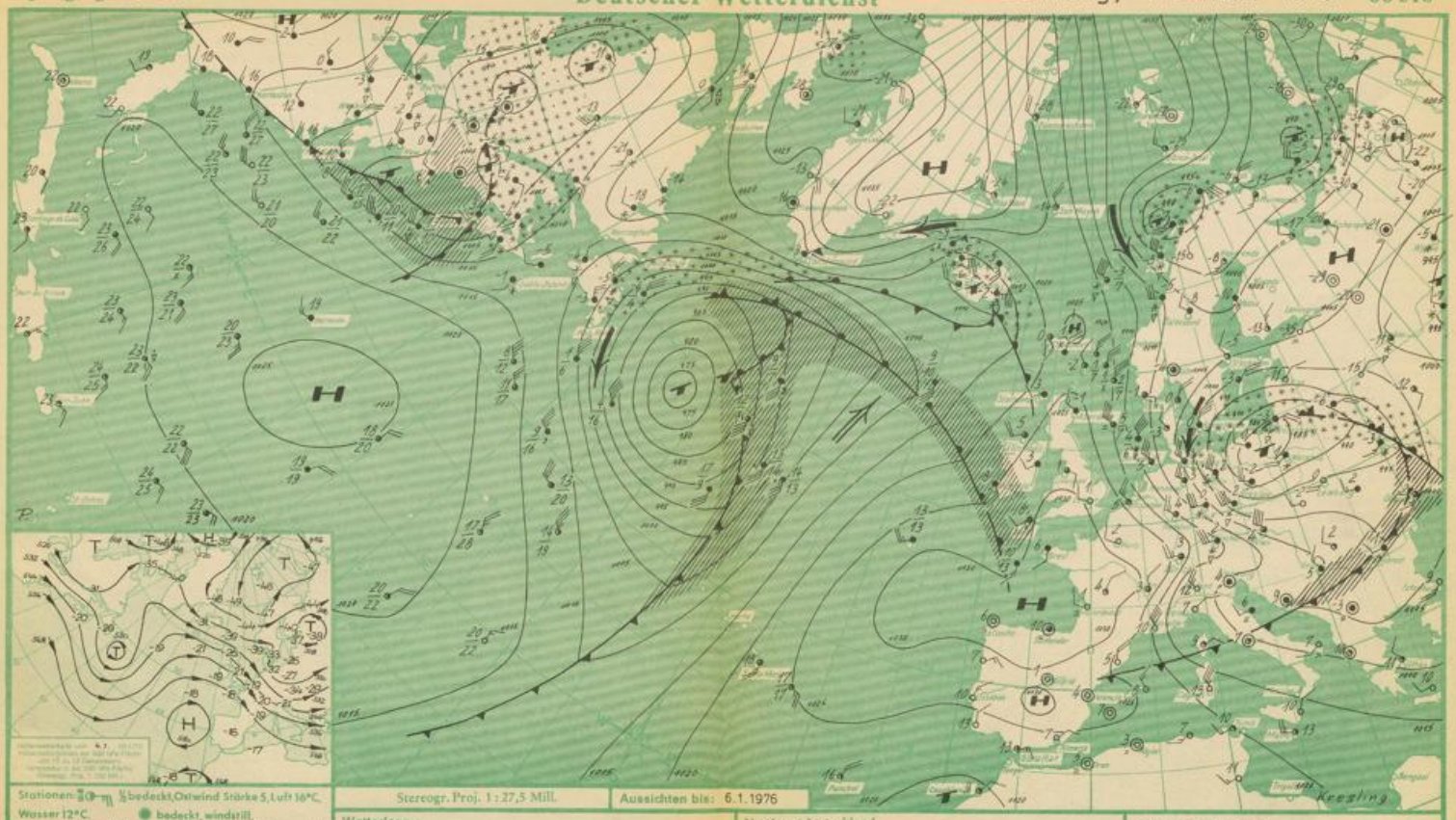
Wetterlage:

Nordwestdeutschland:

Nordrhein-Westfalen:

Deutscher Wetterdienst

Sonntag, 4. Januar 1976 00 UTC



Stationen: bedeckt, Ostwind Stärke 5, Luft 16°C, Wasser 12°C.
bedeckt, windstill. dunstig (trocken). diesig (feucht). Bodennebel. Nebel. Regen. Sprühregen. Schneefall. Schauer. Graupel. Hagel. Gewitter.
Gebiete mit Niederschlag. mit Nebel.
Fronten: Warmfront. Kaltfront. Okklusion. Isobaren.
H Hochdruckgebiet. T Tiefdruckgebiet.
Luftströmung: warm. kalt.
Alle Zeiten in mittlerer Greenwich Zeit (UTC)

Stereogr. Proj. 1:27,5 Mill.

Aussichten bis: 6.1.1976

Wetterlage:

Nordwestdeutschland:

Nordrhein-Westfalen:

Vom 01.01., 12 UTC, zum 02.01., 12 UTC, verstärkte sich ein Wellental (Höhentrog) bei Neufundland und ein weiteres bildete sich westlich in Irland aus. Bis zum 03.01., 12 UTC, hatten sich beide Tröge noch weiter südostwärts ausgeweitet und ostwärts verlagert. Der östliche Trog war aus dem Seegebiet westlich von Irland bis nach Mitteleuropa geschwenkt. Während sich beide Wellentäler oder Tröge nach Süden ausdehnten, stieß zwischen ihnen ein Wellenberg oder Höhenhochdruckkeil des oberen Strahlstromes in Richtung Island-Grönland vor. Der östliche Trog und der nachfolgende Höhenhochdruckkeil zogen am 04. und 05.01. weiter nach Europa hinein. Sie hatten - um es vorwegzunehmen - maßgeblichen Einfluß auf die Entwicklung und Wanderung der Zyklone über der Nordsee und auf dem Kontinent.

Die Entstehung des Höhentroges bis zum 02.01., 12 UTC, westlich von Irland war schon aus den Höhenwetterkarten bis zum 02.01., 00 UTC, zu schließen. Die numerischen Höhen-Vorhersagekarten im 500-hPa-Niveau sprachen auch für das Einsetzen einer Mäanderung oder starker meridionaler Massentransporte. Die Ausbildung des Höhentroges westlich von Irland verhinderte aber die Nachfolge weiterer Frontalzyklonen im Meeresniveau aus dem Azorenraum und schuf die instabilen Bedingungen in der Frontalzone, die zur Orkantiefbildung führten. Stärkster Druckfall um 12 UTC über Schottland bestätigte den Zusammenhang zwischen nieder- und hochtroposphärischen Vorgängen und veranlaßten das Seewetteramt bereits am 02. Januar, 14.40 Uhr MEZ zur Herausgabe einer Unwetterwarnung und um 18.30 Uhr MEZ zur Abgabe einer Orkanwarnung an die Schiffahrt. - In dieser Beeinflussung einer Frontalzyklone durch eine obere Welle bestand eine Ähnlichkeit mit der Entstehung des Holland-Orkans. Die weitere Entwicklung verlief allerdings anders.

2. Der Vertiefungsprozeß

Wie Abb. 1 zeigt, war die Frontalzyklone ohne nennenswerte Entwicklung bis zum 02.01., 00 UTC, in das Seegebiet westlich von Irland gezogen. Von 06 bis 12 Uhr UTC erfolgte dann eine Vertiefung der Zyklone um ca. 10 hPa. In Abb. 3 (02.01., 06 UTC) kann daher die Ausgangssituation zur Orkantiefbildung gesehen werden. Der sehr breite Warmsektor aus Subtropikluft war an den hohen Lufttemperaturen der Schiffsbeobachtungen zu erkennen. Über Südirland und England grenzte die Warmfront sehr scharf die kälteren Luftmassen ab. Im 500-hPa-Niveau betrugen die Temperaturen über Südirland -14 °C (in Abb.3 eingetragen), über den Hibriden dagegen -34 °C, bei den Wetterschiffen "C" und "L" -26 °C. Die Temperaturgeensätze waren also außerordentlich hoch, der Warmsektor erwies sich in die fast zonale Frontalzone eingebettet. So waren die Voraussetzungen für eine Vertiefung gegeben.

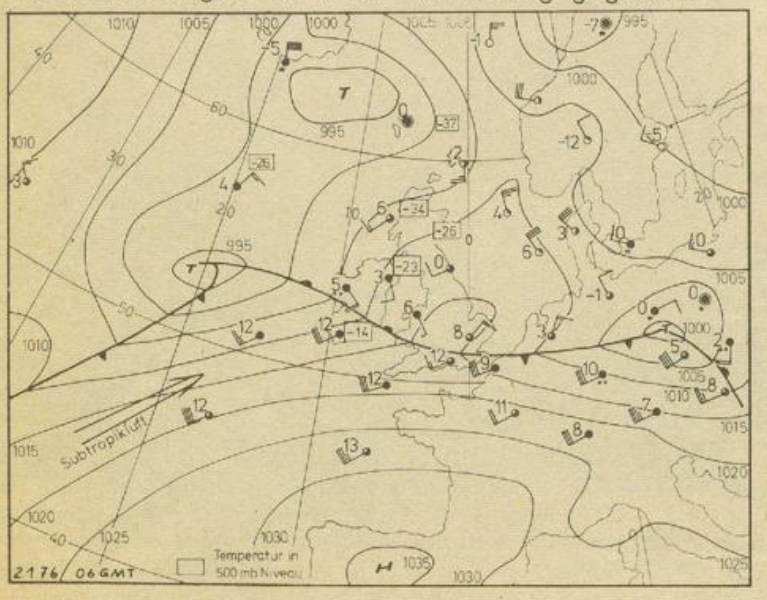


Abb. 3

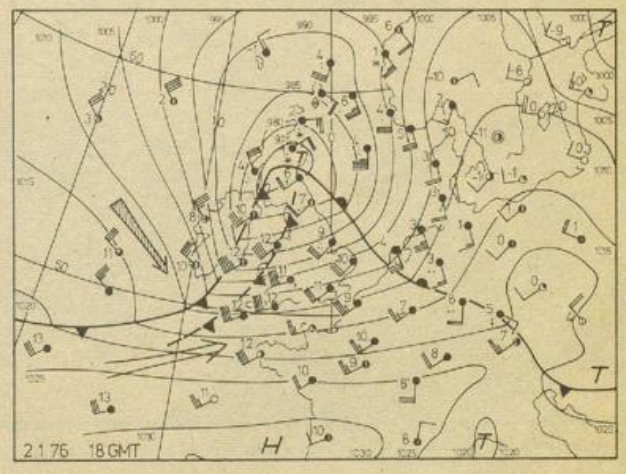


Abb. 4

Um 18 Uhr UTC hatte sich das Tief bereits zu einem ausgesprochenen Sturmwirbel von unter 975 hPa über Schottland entwickelt. Der Warmsektor erschien jetzt zwischen der Kaltluft über Westirland und der über der Nordsee noch ausgeprägter und instabiler als zum 06 Uhr-UTC-Termin (Abb. 4). So vertiefte sich die Zyklone in den weiteren 6 Stunden noch auf unter 965 hPa und erreichte am 03.01., 00 Uhr UTC, im Nordteil der mittleren Nordsee den Höhepunkt der Entwicklung.

In den inneren Teilen der Zyklone begann der Okklusionsprozeß. Die Britischen Inseln waren in den unteren Schichten ganz von Kaltluft überflutet, die sich unter den von Westen heranrückenden Höhenhochdruckkeil ausbreiteten. Luftdruckanstieg von über 14 hPa über Ostengland in der Zeit von 21 bis 00 Uhr UTC war die Folge. Frankreich und Westdeutschland wurden noch vom Warmsektor mit stürmischen Südwestwinden und Orkanböen überquert. Nordwestdeutschland und Dänemark lagen bei Schnee- und Regenfällen und stürmischen Südost noch in der Kaltluft. Der Aufgleitprozeß vor der Zyklone hatte über Dänemark und Schleswig-Holstein ebenfalls zwischen 21 und 00 Uhr UTC bis zu etwa 14 hPa Druckfall geführt.

3. Die Umsteuerung

Bis zu diesem Zeitpunkt hatte der ostwandernde Höhenhochkeil mit dem zugehörigen Strahlstrom aus Nordwest auf seiner Vorderseite nur die starke Zyklogenese der Warmsektorzyklone ausgelöst. Jetzt beeinflußte er die Zugbahnen und Weiterentwicklung des Tiefs in einer Weise, daß der für die Fluthöhe in der Deutschen Bucht gefährliche Nordwest-Orkan entstand.

Nicht beeinflußt wurde die starke Vertiefung der Zyklone durch einen - bei Island gelegenen - in die Kaltluft eingebetteten Höhenwirbel. Zu keiner Zeit trat ein kaltes Höhentief auf.
Zwei andere Faktoren wurden dagegen wirksam:
Einmal wurde die Rückseitenkaltluft durch die Vorgänge in der Hochtroposphäre nach Südosten gesteuert, wie es auch aus der Lage der Kaltfront über Irland (in Abb. 4) ersichtlich war. Dadurch okkludierte der Warmsektor langsamer als normal, und es konnte ein noch stärkerer Vertiefungsprozeß stattfinden. Zum anderen übernahm der nach Osten sich verlagernde Strahlstrom aus Nordwest (Abb. 2) nunmehr die Steuerung der Zyklone. Das Tief, das sich vom Atlantik nach Ostnordost bewegt hatte, wechselte ab 03.01., 00 Uhr UTC, seinen Kurs und zog von der nördlichen Nordsee über Jütland, die Swinemünder Bucht weiter nach Südosten. Dadurch wurde der Nordwest-Orkan in der Deutschen Bucht entscheidend verlängert und erhöhte den Anstau der Wassermassen.

4. Das Orkanfeld

Das Orkanfeld aus Nordwest, das am 03.01., 00 Uhr UTC, in der westlichen Nordsee entstand, hatte sich bis um 06 Uhr UTC zur östlichen Nordsee ausgebreitet. Es war an den starken Luftdruckanstieg in der Rückseitenkaltluft gebunden, die den verhältnismäßig warmen Kern des Tiefs umrundete.

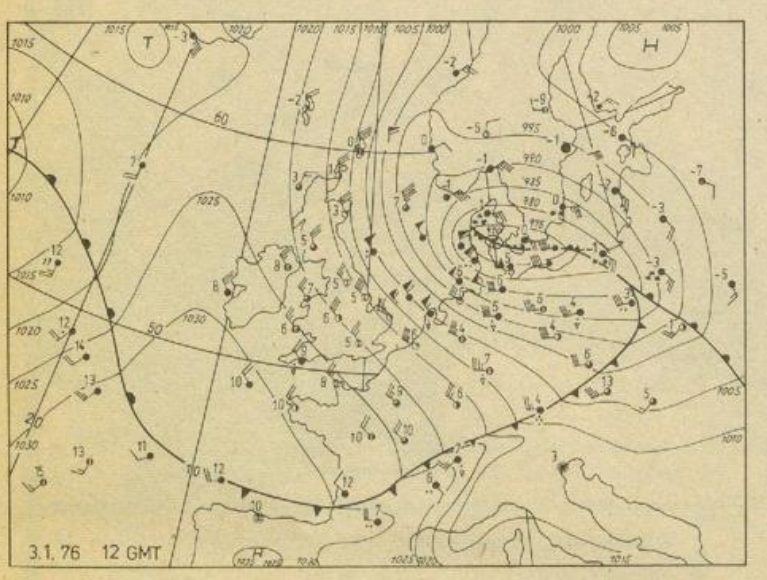


Abb. 5

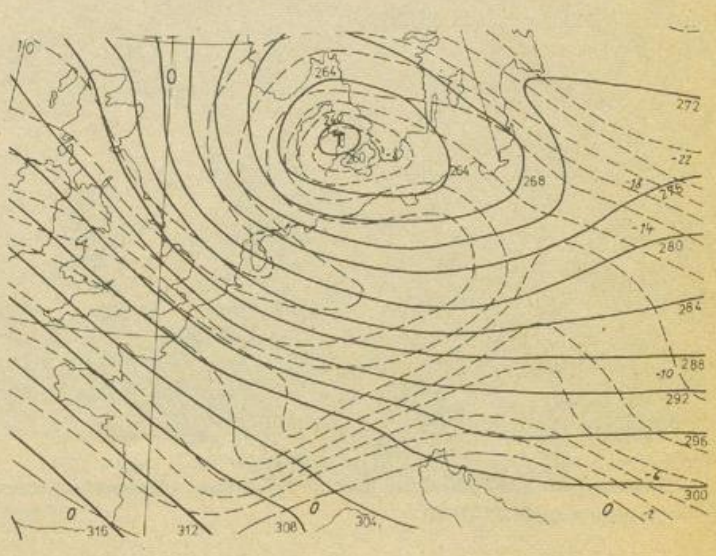


Abb. 6

Um 06 Uhr UTC war ein erster Höhepunkt des Orkans in der Deutschen Bucht erreicht. Ein zweiter trat in den Nachmittagsstunden des 03.01. auf. Die Situation um 12 Uhr UTC (Abb. 5) zeigt dieses zweite Maximum, das zur Flutzeit oder kurz davor auftrat. Wie es dazu kam, ist wie folgt zu erklären: Während die Warmluft in der Hochtroposphäre aus dem entstehenden Zyklonenbereich entwich, entwickelte sich in der verbleibenden Warmluft der unteren Troposphäre ein starker zyklonaler Wirbel, der zum Träger des Tiefs wurde.

Das Innere der Zyklone war also warm (Abb. 6). Dieser Vorgang erschien hier deswegen so deutlich, weil auch die Kaltluft in der oberen Troposphäre durch den Strahlstrom außen herumgeleitet wurde. Teile dieses warmen Wirbels gelangten aber über der östlichen Nordsee in die kalte Rückseitenströmung. Dadurch entstand erneut ein Druckfallgebiet, das über Schleswig-Holstein nach Südosten zog (Abb. 7) und, wie schon erwähnt, zur Flutzeit in der Deutschen Bucht den Nordwest-Sturm noch einmal zunehmen ließ. So waren die Frontalzyklone, der Einfluß der hochtroposphärischen Welle und der erneute Druckfall auf der Rückseite die meteorologischen Voraussetzungen für den Ablauf des Nordwest-Orkans in der Deutschen Bucht.

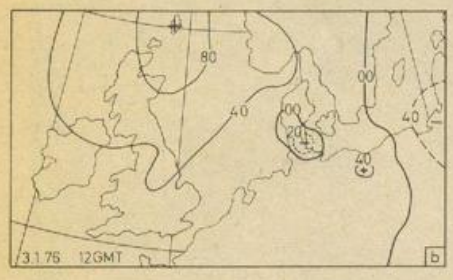


Abb. 7

5. Die Wasserstandskurve

von Cuxhaven zeigte bis zum 03.01., 04 Uhr MEZ, einen annähernd normalen Verlauf (Abb. 8). Zwischen 03 und 04 Uhr MEZ begann die Ebbe. In dieser Zeit frischte der Wind aber stark auf und drehte bei kräftig einsetzendem Druckanstieg und einfließender Kaltluft auf 280°. In dieser Zeit begann - allein durch den Stau - das Wasser wieder stark zu steigen, bis es um 14.20 Uhr MEZ den Höchstwert von 3,68 m über MHW erreichte. Die Ebbe fiel aus. Die Windgeschwindigkeit stieg aber schon - wie ausgeführt - in den Morgenstunden auf das Maximum und ließ dann zum Abend wieder langsam nach. Jedoch trat etwa 2 Stunden vor der Flutzeit das erwähnte zweite Windmaximum auf, das die Fluthöhe noch beeinflußte.

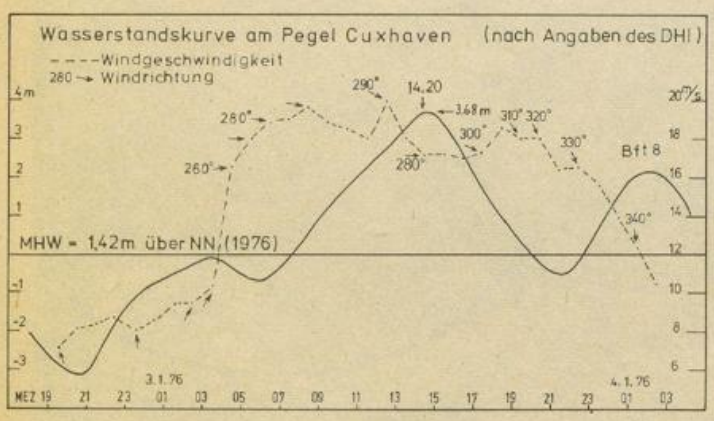


Abb. 8

6. Vergleich zu 1962

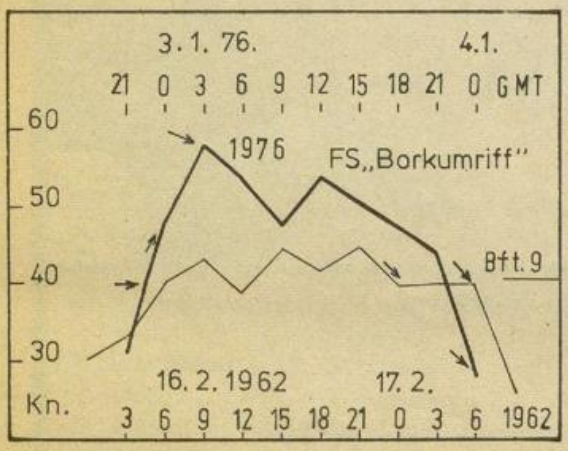
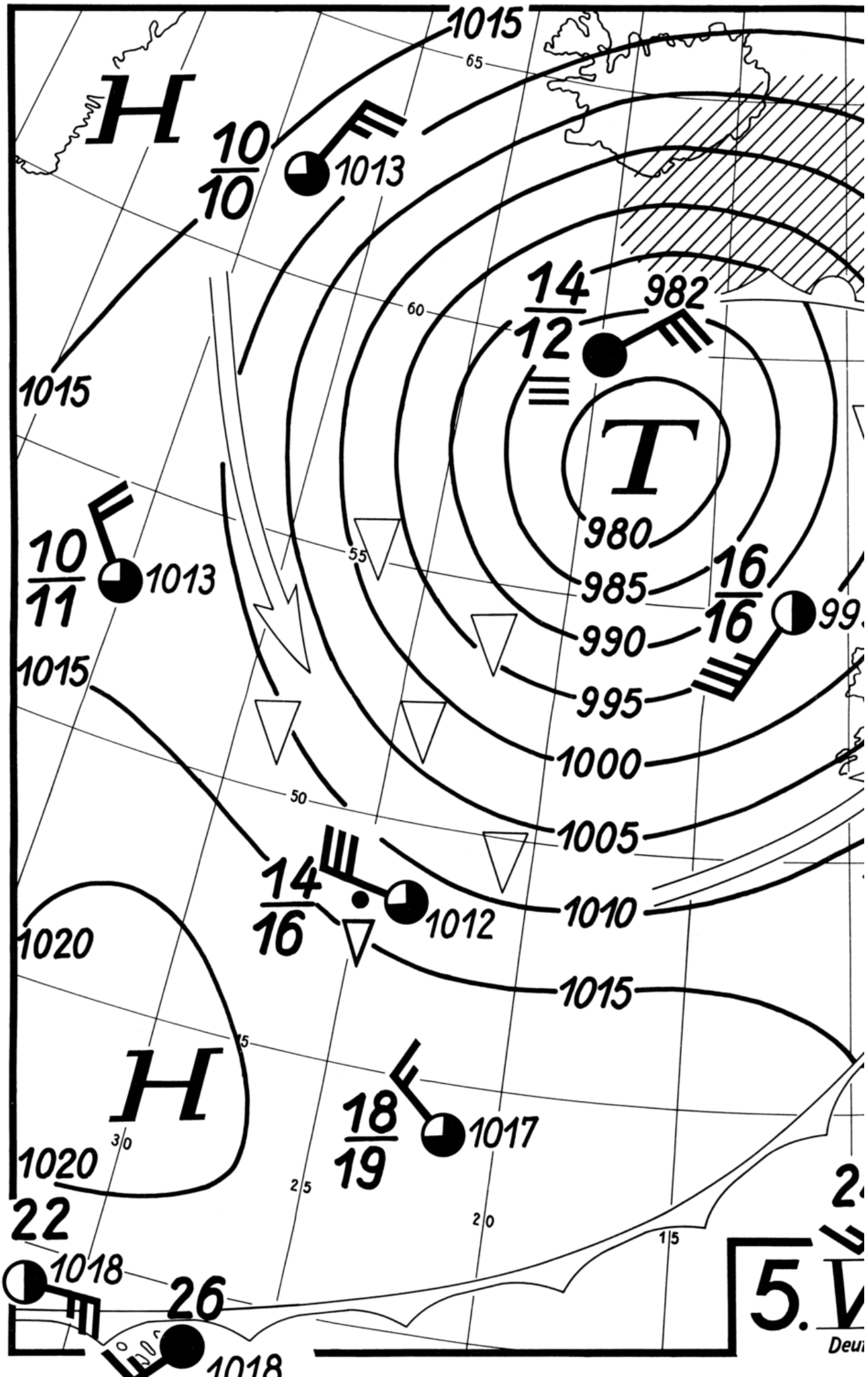
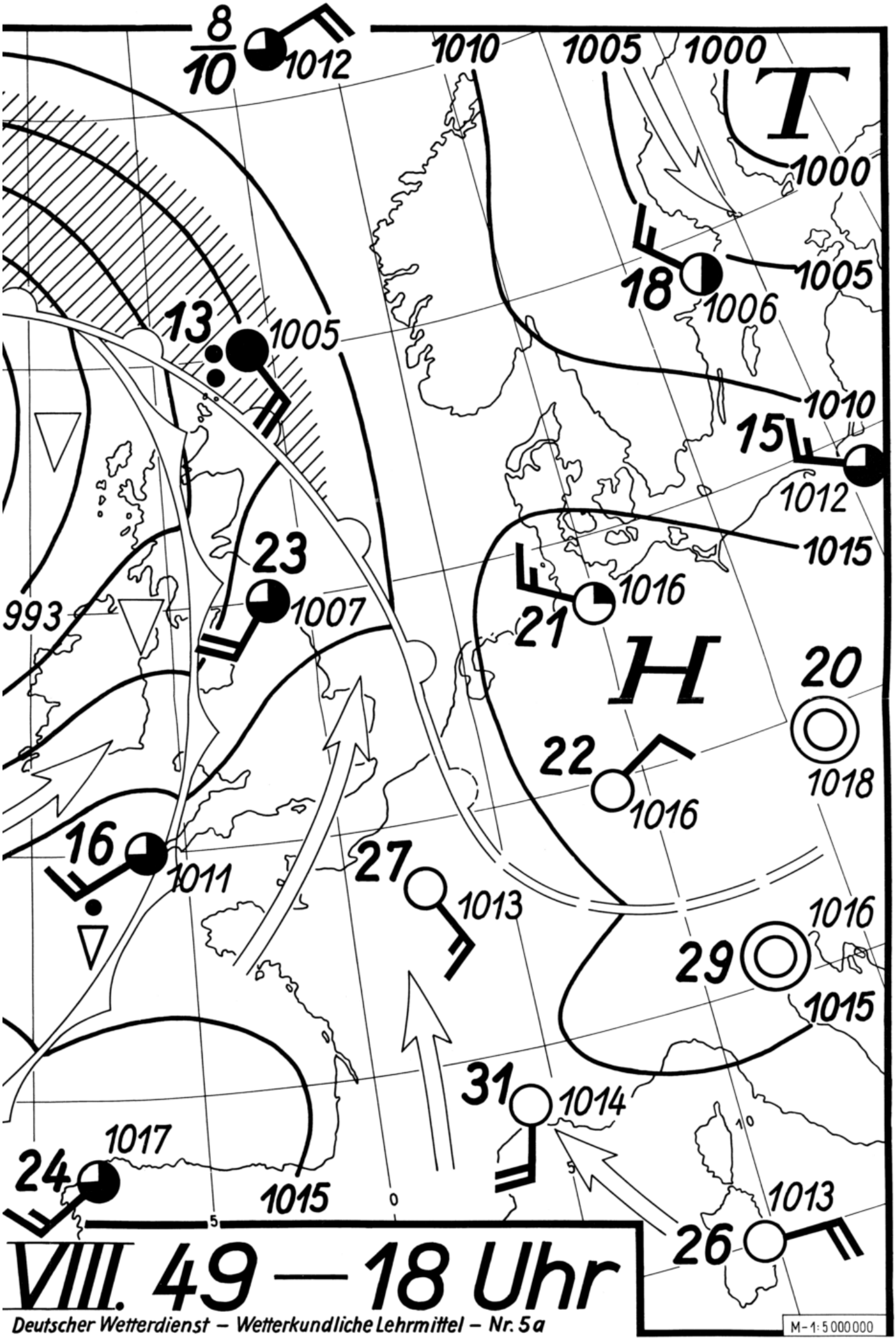


Abb. 9

1976 war die Windstärke größer, die Dauer aber geringer als 1962. Wind von Stärke Bft 8 und mehr wehten in List/Sylt 1976 etwa 12 Stunden, 1962 aber 25 Stunden (H. Wensien). Beim Feuerschiff Borkum Riff wurde 1976 Nordwest-Sturm von mehr als 50 kn (Bft 10) Geschwindigkeit ca. 15 Stunden lang festgestellt. 1962 stieg der Wind zu den synoptischen Terminen nicht über Bft 9 an (Abb. 9).

Dr. H. Kruhl

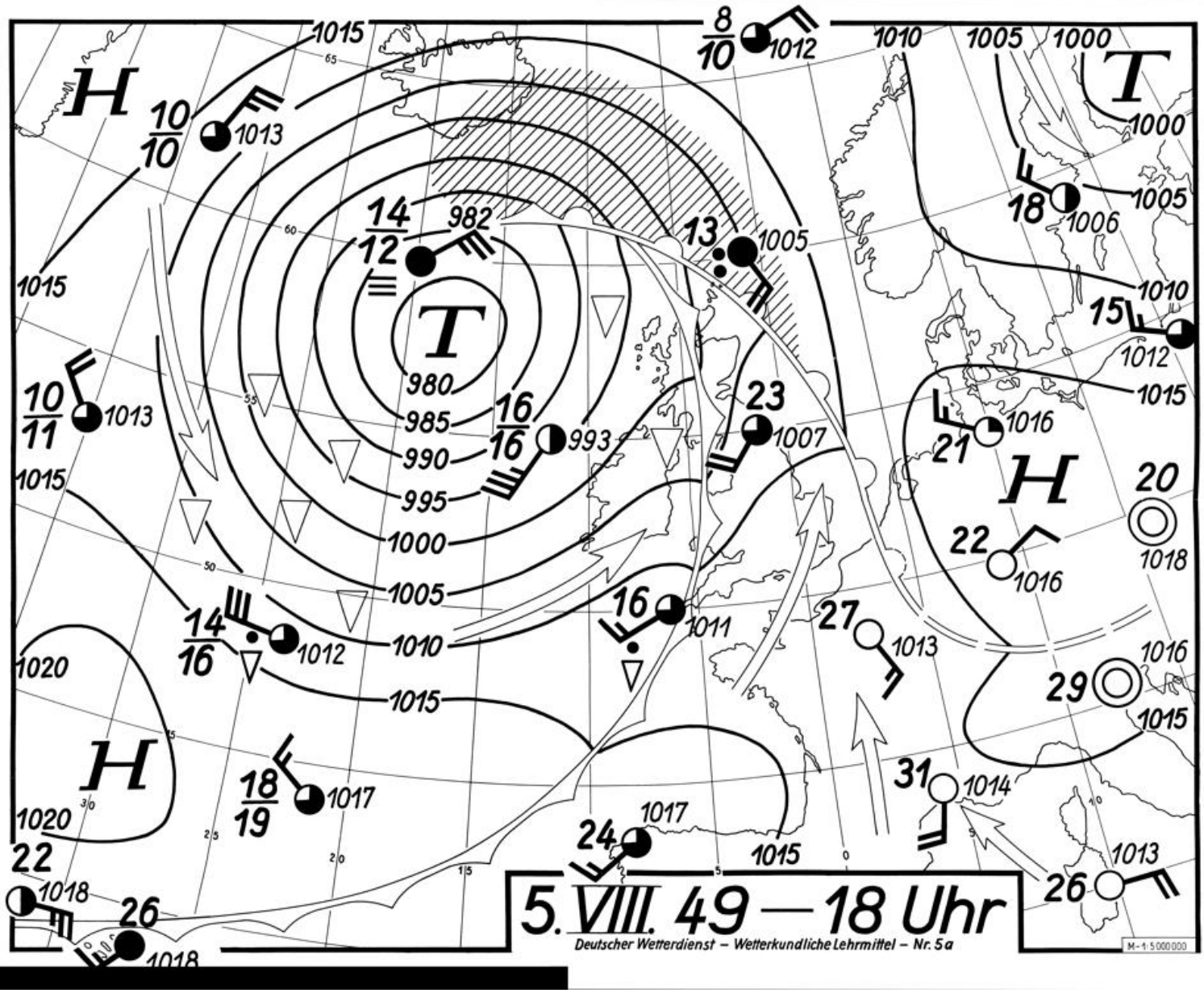

1015
65
H
10
10
1013
14
12
982
60
1015
T
980
985
990
995
1000
1005
1010
1015
10
11
1013
55
16
16
50
14
16
1012
1020
1015
H
1020
30
18
19
1017
25
20
15
22
1018
26
1018
5.



VIII. 49 — 18 Uhr

Deutscher Wetterdienst – Wetterkundliche Lehrmittel – Nr. 5a

M-1:5 000 000


5. VIII. 49 — 18 Uhr
Deutscher Wetterdienst – Wetterkundliche Lehrmittel – Nr. 5a
M-1:5000000

Wetterübersicht

Ort: _____ Monat: _____ Jahr: _____

Datum	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
Sonnenschein vorm.																															
Sonnenschein nachm.																															
Wind und Bewölkung	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Wetter																															
Erdbodenzustand																															
Niederschlag																															
langjähr. Mittel:																															
Monatssumme:																															
Temperatur																															
langjähr. Mittel:																															
Monatsmittel:																															
Pflanzenwachstum																															

Sonnenschein	Bewölkung	Wetter	Erdbodenzustand	Wachstum
ver. gänzelt (gelb)	wolkenlos	Regen (grün)	trocken (braun)	Aus. sonst (rot)
zeitweise (gelb)	einzelne Wolken	Schnee (grün)	feucht (grün)	Aufgang (grün)
durchgehend (gelb)	½ bedeckt	Nieseln (grün)	gefroren (blau)	erste Blätter (grün)
	½ bedeckt	Wetterleuchten (rot)	Schneeflecken (blau)	erste Blüte (rot)
	¾ bedeckt	Gewitter (rot)	Schneedecke (blau)	Voll-Blüte (rot)
	einzelne Wolkenlücken	Regenbogen (rot)		End'd. Blüte (rot)
	bedeckt	Nebel (rot)		Frucht (rot)
		Tau (rot)		Schnitt (rot)
		Reif (rot)		Ernte (rot)
		Sonnenring (rot)		Laubfall (braun)
		Mondring (rot)		

Deutscher Wetterdienst Hamburg

10. Mär. 1998

DEUTSCHER WETTERDIENST

551.576:77 161061

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

DIE WOLKEN

32 farbige Wolkenbilder mit Erläuterungen

NR. 9

Die nachstehende Beschreibung der farbigen Wolkenbilder gibt Hinweise für das Ansprechen von Wolken; sie will mit den Grundformen und Bezeichnungen bekannt machen. Selbstverständlich wird damit das Thema "Wolken" nicht erschöpft; Wolken muß man am Himmel studieren.

In der Wetterkunde haben sich lateinische Wolkenbezeichnungen eingebürgert. Sie gestatten - ebenso wie die Klassifikation im Pflanzen- und Tierreich - die Arten eindeutig zu benennen. Als sprachliche Hilfe ist am Schluß eine Übersetzung beigefügt.

Als zusätzliche Unterrichtung für interessierte Leser sind unter den Wolkenbildern neben den abgekürzten internationalen Bezeichnungen für tiefe Wolken C_L (low clouds), mittelhohe Wolken C_M (medium clouds) und hohe Wolken C_H (high clouds) noch die in den Wettermeldungen gebräuchlichen Schlüsselziffern angegeben, die für jede Gruppe von 1 bis 9 laufen.

DWD Offenbach / Bibliothek
B23029413

[Stand 1990]

LR (101)

98.323

Bild 1 Cumulus humilis
flache Haufenwolke (Schönwetterwolke)

Diese Wolken bilden sich meist an schönen Sommertagen. Wie kleine Wattebäusche erscheinen sie im Laufe des Vormittags zuerst in großen Abständen und regelmäßig verteilt am blauen Himmel. Sie wachsen bis zum Mittag weiter, lassen aber immer große Zwischenräume blauen Himmels zwischen sich. Ihre Oberseite hat runde Formen und leuchtet weiß im Sonnenlicht. Die Unterseite ist etwas dunkler, glatt und waagerecht, was man besonders bei den nahe dem Horizont stehenden Wolken erkennen kann. Beobachtet man eine einzelne Wolke längere Zeit, so erkennt man vielfach wirbelnde Bewegungen in ihr und schnelle Formveränderungen. Mitunter löst sie sich schon bald nach ihrer Bildung in einzelne Fetzen wieder auf, wie im Bild Nr. 13. Diese Fetzen nennt man cumulus fractus. Die Haufenwolken verdanken ihre Entstehung aufsteigender Luftbewegung, die von der durch die Sonnenstrahlung erwärmten Erdoberfläche ausgeht; sie nehmen daher im Laufe des Nachmittags wieder ab und sind bei Sonnenuntergang verschwunden.

Bild 2 Cumulus congestus und mediocris
aufgetürmte Haufenwolke

An manchen Tagen sind die aufsteigenden Luftströme (Konvektion) so stark, daß die am Vormittag entstehenden Haufenwolken sich zu mehr oder weniger mächtigen Wolkenbergen mit scharf gekennzeichneten Rändern und weißen blumenkohlförmigen Gipfeln (congestus) entwickeln, an denen man bei genauer Betrachtung eine quellende aufwärtsgerichtete Bewegung erkennen kann. Ihre Unterseite ist infolge ihrer großen Mächtigkeit und Dichte recht dunkel, aber auch waagerecht und glatt wie bei den kleinen Haufenwolken. Mitunter wachsen mehrere große Haufenwolken zu einem Wolkenmassiv zusammen und können dann größere Teile des Himmels bedecken, ohne diesen jedoch ganz zu überziehen. Gegen Abend lösen sich auch diese Wolken gewöhnlich wieder auf. Tun sie es aber nicht, so steht schlechtes Wetter bevor.

Bild 3 Cumulus congestus pileus
aufgetürmte Haufenwolke mit Wolkenkappe

Bei rascher Vertikalentwicklung werden die Luftschichten über der emporwachsenden Haufenwolke gehoben. Wenn diese relativ feucht sind, bilden sich in ihnen flache, weißlich-graue Wolken von geringer horizontaler Erstreckung, die wie kleine Kappen (pileus) über dem Gipfel der Haufenwolke liegen oder ihn berühren. Gelegentlich entwickeln sich diese flachen Wolken zu horizontal ausgedehnteren Schleiern (velum). Werden diese vom Cumulus durchstoßen, erscheinen sie wie ein Kragen, der sich um die Cumulus-Gipfel gelegt hat.

Bild 4 Cumulonimbus calvus
Schauerwolke ohne Amboß

Die hochquellenden Wolkentürme dieses Bildes haben Höhen erreicht (etwa 5000 m), in denen die Temperatur so tief ist, daß sich die Wassertröpfchen in Eiskristalle umzuwandeln beginnen. Dies erkennen wir an einer Formveränderung der Wolkenköpfe. Die scharf geränderten, runden Formen werden leicht verwaschen und faserig, außerdem zeigen sich Ansätze zum seitlichen Ausbreiten (s. links oben). Aus solchen Wolken können kurze Regenschauer fallen.

Bild 5 Cumulonimbus capillatus incus
Gewitterwolke mit Amboß

Über dem aus mächtig aufgetürmten Haufenwolken bestehenden Wolkengebirge hat sich, in hohe Schichten hinaufreichend, ein Wolkenfächer gebildet, dessen Aussehen häufig einem Amboß (incus) ähnelt. Die Vereisung des Wolkengipfels ist hier weiter fortgeschritten als auf dem vorigen Bild, was an der veränderten Form zu erkennen ist. Wir sehen deutlich den Übergang von der aus Wassertröpfchen bestehenden Haufenwolke zu der aus Eiskristallen gebildeten Amboßwolke. Letztere nennt man auch den "Gewitterschirm", denn in diesem Entwicklungsstadium ist das Wolkenmassiv der Sitz von Gewittern oder starken Regenschauern. Je höher die Wolke hinaufreicht (8000 bis 15000 m), desto schwerer das Unwetter, das sie hervorbringen kann. Die im Schatten der riesigen Wolkenmasse liegenden tieferen Wolkenteile haben oft eine drohend dunkle Färbung.

Bild 6 Cumulonimbus calvus virga
Schauerwolke mit Fallstreifen

Auf diesem Bild sieht man den dunklen unteren Rand einer mächtigen Haufenwolke. Aus ihr fällt ein Regenschauer, erkennbar an den sog. "Fallstreifen" unterhalb der Wolke. Davor liegt ein hellerer niedriger Wolkenwulst, die "Böenwalze". Sie steht im Zusammenhang mit der Windbö, die einen Regenschauer zu begleiten pflegt. Wenn die Böenwalze den Zenit erreicht hat, kommt der erste Windstoß, und dann setzt mit großen Tropfen der Regen ein.

Bild 7 Cumulonimbus praecipitatio arcus
Schauerwolke mit Böenwalze

Auf diesem Bild ist die Passage einer Böenwalze zu sehen. Aus der Cumulonimbus-Wolke, deren Basis teilweise durch den Böenkragen (arcus) verdeckt ist, fällt ein starker Regenschauer. An der Unterseite von Schauer- oder Gewitterwolken zeigen sich bisweilen runde Formen (mamma), die busenförmig nach unten hängen. Diese eigenartigen Bildungen sind ein Zeichen für das Durchsacken kälterer, feuchter Wolkenluft in wärmere, trockenere Luft darunter.

Bild 8 Stratocumulus stratiformis perlucidus
dünne Haufenschichtwolke

Eine wesentlich harmlosere Wolkenart ist auf diesem Bild zu sehen. Die anfänglich entstandenen Haufenwolken sind nicht in größere Höhen hinaufgewachsen, sondern haben sich seitlich zu einer Schicht ausgebreitet. Wir sehen hier also die Übergangsform von einer Haufenwolke zu einer Schichtwolke. Diese kann mitunter den ganzen Himmel überziehen, so daß nur wenig Himmelsblau durch einzelne Lücken hindurchscheint.

Bild 9 Stratocumulus stratiformis perlucidus
und Cumulus mediocris
Haufenschichtwolke, darunter Haufenwolke

Hier sind zwei völlig unabhängig voneinander entstandene Wolken in zwei verschiedenen Höhen zu sehen. Die obere Wolke ist eine Haufenschichtwolke, ähnlich der im vorigen Bild. Darunter befinden sich einzelne kleinere Haufenwolken, die aber nicht bis zu der oberen Schicht hinaufwachsen. Hier ist die aufsteigende Luftbewegung nicht so stark, da die obere Wolkenschicht die den Erdboden erwärmenden Sonnenstrahlen nur teilweise hindurchläßt.

Bild 10 Stratocumulus cumulogenitus
Haufenschichtwolke aus Haufenwolken entstanden

Die Wolken auf diesem Bild sind Reste von Haufenwolken-Feldern, deren Aufwärtsentwicklung mit sinkender Sonne erlahmte. Auch bei ihnen zeigt sich eine seitliche Ausbreitung, so daß diese Übergangsform von der Haufen- zur Schichtbewölkung entsteht. Bei Sonnenuntergang lassen uns diese Wolken, bevor sie sich ganz auflösen, durch eindrucksvolle Farbkontraste einen besonders schönen Abendhimmel erleben.

Bild 11 Stratocumulus stratiformis opacus undulatus
dichte Haufenschichtwolken mit Wogenbildungen

Dichte Haufenschichtbewölkung überzieht den ganzen Himmel, nur an einzelnen Stellen scheint das Himmelsblau etwas hindurch. Im Bild links sind wogenartige Formen zu erkennen, die bei dieser Wolkengattung häufig auftreten. Die dunkle Unterseite der Wolken zeigt uns, daß sie ziemlich dicht sind. Es fällt aber kein Regen aus ihnen; erst wenn sie sich zu einer gleichmäßig grauen Schicht ohne deutliche Formen weiter verdichten, kann Niederschlag einsetzen.

Bild 12 Stratus nebulosus und Stratus fractus
tiefe Schichtwolke, darunter Wolkenfetzen

Die niedrige Wolkendecke auf diesem Bild hängt so tief herab, daß sie die grünen Küstenberge z.T.verdeckt. Einzelne Wolkenfetzen (Stratus fractus) scheinen fast die Wasseroberfläche zu berühren. Die Wolkenart ist nahe verwandt dem Nebel, der im Grunde eine am Erdboden aufliegende Wolke ist; niedriger Stratus wird auch als Hochnebel bezeichnet. Bei sehr großer Dichte kann aus ihm feiner Sprühregen fallen.

Bild 13 Altostratus translucidus
mittelhohe Schichtwolke, Sonne durchscheinend

Die mittelhohe Schichtwolke (zwischen 3000 und 5000 m) auf diesem Bild ist so dünn, daß Sonne oder Mond wie ein diffuser Lichtfleck erscheinen. Diese Schichtwolke überzieht den Himmel wie ein gleichmäßiger hellgrauer Schleier ohne deutliche Umrisse. Darunter treiben meist einzelne niedrige zerrissene Haufenwolken (Cumulus fractus, $C_L = 7$) die keinerlei Verbindung mit der höheren Schicht haben. Altostratus ist ein Regenkünder; er stellt den dem Niederschlag voraufgehenden Teil der "Aufzugs"-Bewölkung eines Schlechtwettergebietes dar.

Bild 14 Altostratus opacus
mittelhohe dichte Schichtwolke

Im Vergleich zum vorigen Bild ist hier die mittelhohe Schichtwolke (Aufzugsbewölkung) wesentlich dichter geworden, ihre Untergrenze liegt auch niedriger, aber noch über 2000 bis 2500 m. Diese Schichtwolke ist immer so mächtig, daß die Sonne nicht mehr erkennbar ist. Auf unserem Bild weist der Altostratus eine streifige Struktur auf, meist aber überzieht er als einförmig bleigraue Schicht den ganzen Himmel. Der Niederschlag steht dann unmittelbar bevor oder beginnt schon mit einzelnen leichten Tropfen zu fallen.

MITTELHOHE WOLKEN



17. **Altocumulus** und **Altostratus**
in mehreren Schichten $C_M = 7$



18. **Altocumulus** und **Altostratus**
in einer dichten Schicht $C_M = 7$



19. **Altocumulus cumulogenitus**
mittelhohe Haufenschichtwolke aus Haufenwolken entstanden $C_M = 6$



20. **Altocumulus** stratiformis translucidus perlucidus
mittelhohe dünne **Haufenschichtwolke** $C_M = 3$

MITTELHOHE WOLKEN



21. **Altocumulus lenticularis**
mittelhohe, linsenförmige Wolke $C_M = 4$



22. **Altocumulus**
in verschiedenen Formen und Schichten
(chaotisch aussehender Himmel) $C_M = 9$



23. **Altocumulus floccus**
flockige, mittelhohe Wolke $C_M = 8$



24. **Altocumulus castellanus**
mittelhohe Wolke mit türmchenartigen Quellungen $C_M = 8$

TIEFE WOLKEN



1. **Cumulus** humilis
flache **Haufenwolke** (Schönwetterwolke) $C_L = 1$



2. **Cumulus congestus** und mediocris
aufgetürmte Haufenwolke $C_L = 2$



3. **Cumulus congestus** pileus
aufgetürmte Haufenwolke mit Wolkenkappe $C_L = 3$



4. **Cumulonimbus** calvus
Schauerwolke ohne Amboß $C_L = 3$



5. **Cumulonimbus** capillatus incus
Gewitterwolke mit Amboß $C_L = 9$



6. **Cumulonimbus** calvus virga
Schauerwolke mit Fallstreifen $C_L = 3$



7. **Cumulonimbus** praecipitatio arcus
Schauerwolke mit Böenwalze $C_L = 9$



8. **Stratocumulus** stratiformis perlucidus
dünne **Haufenschichtwolke** $C_L = 5$

TIEFE WOLKEN



9. **Stratocumulus** stratiformis perlucidus
und **Cumulus** mediocris
Haufenschichtwolke, darunter **Haufenwolke** $C_L = 8$



10. **Stratocumulus cumulogenitus**
Haufenschichtwolke aus Haufenwolken entstanden $C_L = 4$



11. **Stratocumulus** stratiformis opacus undulatus
dichte **Haufenschichtwolke** mit Wogenbildungen $C_L = 5$



12. **Stratus** nebulosus und **Stratus fractus**
tiefe Schichtwolke, darunter **Wolkenfetzen** $C_L = 6$

MITTELHOHE WOLKEN



13. **Altostratus** translucidus
mittelhohe Schichtwolke, Sonne durchscheinend $C_M = 1$



14. **Altostratus** opacus
mittelhohe, dichte **Schichtwolke** $C_M = 2$



15. **Nimbostratus** praecipitatio pannus mit **Stratus fractus**
Regenschichtwolke, darunter **Regenwolkenfetzen** $C_L = 7$



16. **Altocumulus** stratiformis perlucidus radiatus
mittelhohe Haufenschichtwolke, wogenförmig in Banden $C_M = 5$



25. Cirrus fibratus
hohe faserige Eiswolke (Federwolke) $C_H = 1$



26. Cirrus fibratus
hohe fadenförmige Eiswolke $C_H = 1$



27. Cirrus spissatus
hohe, dichte Eiswolke $C_H = 2$



28. Cirrus uncinus
hohe, haken- oder krallenförmige Eiswolke $C_H = 4$



29. Cirrus und Cirrostratus
hohe Eiswolkenschicht $C_H = 5$



30. Cirrus und Cirrostratus nebulosus
hohe schleierförmige Schichtwolken $C_H = 6$



31. Cirrostratus nebulosus (mit Halo)
hohe, schleierförmige Wolkenschicht (mit Sonnenring) $C_H = 7$



32. Cirrocumulus
hohe Schäfchenwolke $C_H = 9$

Bild 15 Nimbostratus praecipitatio pannus mit Stratus fractus
Regenschichtwolke, darunter Regenwolkenfetzen

Das Bild zeigt uns den typischen Regenhimmel, bei dem die Aufzugbewölkung sich bis in tiefere Schichten ausgedehnt hat. Der fallende Niederschlag hat die Luft bis zum Erdboden herab so mit Feuchtigkeit angereichert, daß sich unter der eigentlichen Regenwolke (Nimbostratus) niedrige Wolkenfetzen (pannus)gebildet haben, die bei starkem Wind in wirbelnder Bewegung rasch dahinziehen. Diese Schlechtwetterwolkenfetzen (pannus) sind vom Beobachter als Stratus fractus bzw. Cumulus fractus ($C_L = 7$), abhängig von der Form, zu bezeichnen.

Bild 16 Altocumulus stratiformis perlucidus radiatus
mittelhohe Haufenschichtwolke, wogenförmig in Banden

Hier ist die Wolkenschicht mittelhoher Aufzugsbewölkung in dicht beieinander liegende, reihenförmig angeordnete Ballen aufgeteilt, so daß ein wogenartiges Aussehen entsteht. Die Reihen laufen perspektivisch am Horizont zusammen, wo auch die Wolkenschicht dichter zu werden scheint. Eine Front, die sich mit solcher Aufzugsbewölkung ankündigt, ist meistens schon im Absterben begriffen, so daß auch bei weiterer Verdichtung der Wolken nicht immer Regen zu folgen braucht.

Bild 17 Altocumulus und Altostratus in mehreren Schichten

Mittelhohe Bewölkung tritt in verschiedenen Schichten, die teilweise miteinander verwachsen sind, auf. Schleierartige Formen wechseln mit Streifen- und Ballenformen. Der Himmel zeigt daher große Unterschiede in Helligkeit und Farbtönen; besonders bei Sonnenauf- und -untergang können eindrucksvolle Beleuchtungseffekte entstehen. Diese Art Bewölkung befindet sich häufig am Rand von Schlechtwettergebieten, die bisweilen seitlich am Beobachtungsort vorbeiziehen, ohne hier Regen zu bringen.

Bild 18 Altocumulus und Altostratus
in einer dichten Schicht

Mittelhohe Wolken sind zu einer kompakten Schicht zusammengewachsen, die teils verwaschene, teils noch scharf umrissene unregelmäßige Formen aufweist. Die Wolkenbasis ist infolge der vertikalen Mächtigkeit der Wolke recht dunkel. Gelegentlich fällt schon etwas Regen. Nicht selten entsteht aus solcher Wolkenformation bei weiterem Absinken der Untergrenze (unter 2000 m) eine Regenwolke (Nimbostratus).

Bild 19 Altocumulus cumulogenitus
mittelhohe Haufenschichtwolke
aus Haufenwolken entstanden

Eine Schicht mittelhoher Wolken kann, wie auf diesem Bild, auch durch Ausbreitung von Cumulusgipfeln im mittelhohen Wolkenstockwerk (über 2000 m) entstehen. Die Cumuluswolken ($C_L = 2$) sind hier noch als dunklere Massen erkennbar, während die Ausbreitungswolken als hellere Schicht von unregelmäßigen, teilweise auch ballenartigen Formen erscheinen. Letztere können sich auch nach Verschwinden der Haufenwolken längere Zeit halten.

Bild 20 Altocumulus stratiformis translucidus perlucidus
mittelhohe, dünne Haufenschichtwolke

Die einzelnen Wolkenballen , die in ziemlich gleichmäßiger Größe eine einzige Schicht mit Zwischenräumen blauen Himmels bilden, sind meist so dünn, daß Sonne und Mond hindurchscheinen können. Nur an einzelnen Stellen sind dunklere Schatten vorhanden. Das Aussehen der Wolken erinnert an Eisschollen , deren Ränder aneinanderstoßen. Zum Horizont hin schieben sich infolge der Perspektive die Schollen zu streifenförmig erscheinenden Bänken zusammen.

Bild 21 Altocumulus lenticularis
mittelhohe, linsenförmige Wolke

Besonders eindrucksvoll sind die hier abgebildeten linsenförmigen Wolken. Oft sind sie so dünn, daß sie, wie im Bild oben, ganz durchscheinend sind und in Sonnennähe in Regenbogen- oder Perlmutterfarben schillern (irisieren). Im Flachland sind die Wolken nicht so häufig wie an Gebirgsketten, wo sie ein typisches Anzeichen von Föhn sind. Sie werden daher auch als "Föhnwolken" bezeichnet. Selbst bei stärkstem, das Gebirge überströmenden Wind, stehen sie immer an gleicher Stelle im Lee der Bergketten. Manchmal stehen sie geschichtet übereinander.

Bild 22 Altocumulus
in verschiedenen Formen und Schichten
(chaotisch aussehender Himmel)

Dieser Wolkenhimmel zeichnet sich durch die Vielfalt der Wolkenformen aus. Ballen, Schleier, haufen- und schichtartige Wolkenteile mit scharfen oder zerfaserten Rändern sind unregelmäßig über den Himmel verteilt. Dieses Wolkenwirrwarr, das dem Himmel ein chaotisches Aussehen gibt, ist ein Zeichen großer atmosphärischer Unruhe, wie sie oft vor Gewittern zu herrschen pflegt. Trotzdem wirken die Wolken eigentümlich starr, weil die starke Bewegung innerhalb der Schicht wegen ihrer großen Höhe (meist oberhalb 3000 m) im einzelnen schwer wahrnehmbar ist.

Bild 23 Altocumulus floccus
flockige, mittelhohe Wolke

Einige sehen aus wie weiße Bälle, andere dagegen sind zerrissen und zerstreut. Aufgrund fehlender Luftfeuchtigkeit erreichen sie nur eine geringe vertikale Mächtigkeit. Sie verändern sehr rasch ihre Form und verraten ebenfalls eine große Unruhe in der Atmosphäre. Daher können diese Wölkchen auf bevorstehende Gewitterbildung deuten. Sie selber entwickeln sich aber niemals zu einer Gewitterwolke, diese zieht vielmehr erst einige Stunden später mit ihrem Eiswolkenschirm am Horizont herauf.

Bild 24 Altocumulus castellanus
mittelhohe Wolke mit türmchenartigen Quellungen

Ein Vorbote von Gewittern ist auch diese langgestreckte Wolkenbank, auf der zahlreiche kleine Türmchen sitzen, die wie Zinnen von Burgmauern aussehen. Bisweilen sieht man mehrere solcher Türmchenreihen parallel am Himmel stehen. Sie erscheinen bevorzugt in den frühen Morgenstunden. Das Gewitter kommt dann meist am Nachmittag, auch wenn diese Wolken vormittags völlig verschwinden.

Bild 25 Cirrus fibratus
hohe, faserige Eiswolke (Federwolke)

Feine faserige Wolkenschleier sehen wir auf diesem Bild. Sie treten in großer Höhe (6000 bis 12000 m) auf und bestehen aus Eisnadeln. Manche Formen erinnern an Eisblumen, wie wir sie bei kaltem Winterwetter am Fenster beobachten können. Auch eine gewisse Ähnlichkeit mit Federn ist oft unverkennbar, weshalb sie im Volksmund Federwolken genannt werden. Diese Wolken lassen die Sonne fast ungehindert hindurchscheinen und sind daher auch an ihren dichtesten Stellen weiß. Am Abendhimmel leuchten sie oft lange nach Sonnenuntergang in gelben und roten Farben, denn infolge ihrer großen Höhe werden sie noch von den Strahlen der für uns nicht mehr sichtbaren Sonne erreicht.

Bild 26 Cirrus fibratus
hohe, fadenförmige Eiswolke

Die Eiswolken auf diesem Bild sind zu langen Fäden auseinander gezogen, die deutlich zwei verschiedene Richtungen erkennen lassen. Wir können daraus auf verschieden gerichtete Luftströmungen in diesen Höhen schließen. Gleichwohl erscheinen die Formen, wie bei allen hohen Wolken, ziemlich starr, da wegen der großen Wolkenhöhe eine wirbelnde Bewegung wie bei tiefen Wolken nicht unmittelbar zu erkennen ist.

Bild 27 Cirrus spissatus
hohe dichte Eiswolke

Hohe Eiswolken können bisweilen auch ziemlich dicht sein, so daß Sonne oder Mond nur verschwommen durch sie hindurch sichtbar sind. Von den zu dichten Klumpen zusammengeballten Wolken hängen oft faserige Streifen nach unten heraus. Sie sind meist der Rest von Gewitterwolken, deren untere Teile sich aufgelöst haben. Die oberen Eiswolkenschirme halten sich noch längere Zeit und ziehen als selbständige Wolken weiter. Das Erscheinen dieser Wolken verrät uns also, daß irgendwo in einiger Entfernung von uns ein Gewitterregen niedergegangen sein muß.

Bild 28 Cirrus uncinus
hohe haken- oder krallenförmige Eiswolke

Eine andere Form von Eiswolken sind die hier abgebildeten langen Fäden, die in einer nach oben gebogenen Kralle oder einem kleinen Büschel enden. Sie sind oft die ersten Anzeichen eines herannahenden Tiefdruckgebietes, besonders wenn sie sehr schnell ziehen und sich dann zum Horizont hin verdichten. Der Seemann nennt solche Wolken auch "Windbäume", weil ihnen oft starker Wind oder Sturm folgt.

Bild 29 Cirrus und Cirrostratus
hohe Eiswolkenschicht "Aufzug unter 45°"

Die hohen Wolken ziehen vom Horizont her auf und verdichten sich hier zu einer zusammenhängenden schleierartigen Schicht; im Vordergrund sind noch Krallen (oder Windbäume) und kleinere Schäfchenwolken zu erkennen. Der Winkel zwischen dem vorderen Wolkenaufzugsrand und dem Horizont ist noch kleiner als 45°. Die Zunahme der Bewölkung (Wolkenaufzug) verkündet uns Wetterverschlechterung; der Rand einer Störung (Tiefdruckgebiet) hat uns erreicht.

Bild 30 Cirrus und Cirrostratus nebulosus
hohe schleierförmige Schichtwolken
"Aufzug über 45°, den Himmel aber noch nicht ganz bedeckend"

Ein weißlicher Schleier von hohen Schichtwolken überzieht große Teile des Himmels. Der vordere Rand des Wolkenaufzugs bildet einen Winkel von über 45° zum Horizont. Die Sonne scheint hindurch und verbreitet ein diffuses gelbweißes Licht, das für empfindliche Augen unangenehm sein kann. Im Sommer hat man dabei leicht ein Gefühl von drückender Schwüle, wie unter der Glasdecke eines Gewächshauses. Auch hierin kündigt sich die bevorstehende Wetterverschlechterung an. Die dunkleren Haufenwolken im Bild stehen aber in keinerlei Verbindung mit der hohen Eiswolkenschicht.

Bild 31 Cirrostratus nebulosus (mit Halo)
hohe schleierförmige Wolkenschicht
(mit Sonnenring)
"den Himmel ganz bedeckend"

Bisweilen sind hohe Schichtwolken so dünn, daß sie kaum wahrnehmbar sind und die blaue Himmelsfarbe nur etwas blasser erscheinen lassen. Um Sonne und Mond zeigen sich dabei aber eindrucksvolle Lichterscheinungen, entweder in Form eines großen Ringes (auch Halo genannt) wie auf diesem Bild, oder als daran angesetzte bunte Bögen oder auch als helle Lichtflecke zu beiden Seiten der Sonne (Nebensonnen), seltener auch senkrecht darüber und darunter (Ober- und Untersonne) in Verbindung mit senkrechten Lichtsäulen. Die Erscheinungen entstehen durch Lichtbrechung und Spiegelung der Sonnenstrahlung an den Eiskristallen, wie an einem Prisma. Bei den oft farbigen Ringen ist das Rot auf der der Sonne zugekehrten Innenseite (im Gegensatz zum Hof, der Rot außen zeigt). Sie haben in früherer Zeit als Unheil kündend große Beachtung gefunden; heute werten wir sie nur als Anzeichen kommenden Schlechtwetters.

Bild 32 Cirrocumulus stratiformis lacunosus
und Cirrocumulus floccus
hohe Schäfchenwolken

Eine besondere Form von hohen Eiswolken sind die sogenannten kleinen Schäfchenwolken, weiße Bällchen, dicht beieinanderliegend und in Reihen angeordnet. Sie sind leicht zu verwechseln mit Altocumulus, wirken aber kleiner und zarter, weil sie höher liegen (6000 bis 8000 m). Meist treten in derselben Schicht zugleich auch reine Cirrusformen auf, oder die Schäfchenformen bilden sich am Rande von Cirrostratusfeldern, die in Auflösung begriffen sind. Bei Sonnenuntergang zeigen Cirrocumuluswolken besonders intensiv leuchtende Farben. Ein zuverlässiger Regenkünder sind die Schäfchenwolken nicht, denn das Tief, an dessen Rand sie auftreten, kommt nicht immer bis zu uns heran.

Aus dem Lateinischen abgeleitete Bezeichnungen, die zur Klassifizierung von Wolken dienen:

alto...	in Verbindung mit einer Wolkenform: (von altus = hoch) Bezeichnung mittelhoher Wolken (z.B. Altocumulus - mittelhohe Haufenwolke)
arcus	Bogen, Böenwalze
calvus	kahl, glatt
capillatus	(behaart) mit Cirrus-Schirm
castellanus	zinnenartig
cirro...	in Zusammensetzungen: hohe Wolken (Cirrus-Niveau)
cirrus	Haarlocke, Federwolke
congestus	aufgehäuft, aufgetürmt
cumulus	Haufenwolke
cumulogenitus	aus Haufenwolken entstanden
duplicatus	doppelt, doppelschichtig
fibratus	faserig
floccus	Flocke
fractus	zerbrochen, zerfetzt
humilis	niedrig, klein
incus	Amboß
lacunosus	mit Lücken
lenticularis	linsenförmig
mamma	Brust
mediocris	von mittlerer Größe
nebulosus	neblig
nimbostratus	Regenwolke
cumulonimbus	Schauerwolke
opacus	schattig, dicht
pileus	Wolkenkappe
praecipitatio	Fall, Niederschlag
radiatus	strahlenförmig
spissatus	dicht
stratus	Schichtwolke
translucidus	durchscheinend (dünn)
uncinus	hakenförmig
undulatus	wogenförmig
virga	Schleppe, Fallstreifen
velum	Schiffssegel

5. MAI 1967

DEUTSCHER WETTERDIENST

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach/M. Ze 67.1263

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

DIE WOLKEN

32 farbige Wolkenbilder mit Erläuterungen

NR. 9

Die nachstehende Beschreibung der farbigen Wolkentafeln gibt Hinweise für das Ansprechen von Wolken; sie will mit den Grundformen und Bezeichnungen bekannt machen. Selbstverständlich wird damit das Thema "Wolken" nicht erschöpft; Wolken muß man am Himmel studieren!
Für die Behandlung im Unterricht sei jedoch ein Vorschlag gestattet. Es empfiehlt sich, die Wolkentafeln zu zerschneiden und jedes Bild einzeln auf handlichem, festem Karton (15 x 21 cm) aufzuziehen. Die Schüler haben dann nur die Darstellung vor sich liegen, die der Lehrer behandeln will. Später können die Bilder systematisch so angeordnet werden, wie sie z.B. von den Schülern selbst während eines Wetterablaufes beobachtet und notiert wurden.

In der Wetterkunde haben sich lateinische Wolkenbezeichnungen seit langem eingebürgert. Sie gestatten – ebenso wie die Klassifikation im Pflanzen- und Tierreich – die Arten eindeutig zu benennen. Lateinische Bezeichnungen finden sich bisweilen schon in elementaren Darstellungen zur Wolken- und Wetterkunde. Als sprachliche Hilfe ist daher am Schluß eine Übersetzung beigefügt.

Die Wolkentafeln können gesondert bezogen werden.

Der Deutsche Wetterdienst bearbeitet in seinem Sonderreferat Unterricht und Lehrmittel solche wetterkundlichen Stoffe, die als Anregung oder Hilfe für den praktischen Unterricht in der Wetterkunde gedacht sind.

Die Herausgabe derartiger Lehrstoffe läßt im übrigen dem Lehrer die volle Freiheit über den Umfang und die Art der Behandlung im Unterricht. Eine stoffliche oder lehrplanmäßige Bindung wird mit der Herausgabe dieser Lehrstoffe nicht angestrebt.

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036493

[1967] LR (101)

Bild 1 Cumulus humilis = Flache Haufenwolke (Schönwetterwolke)

Diese Wolken bilden sich meist an schönen Sommertagen. Wie kleine Wattebäusche erscheinen sie im Laufe des Vormittags zuerst in großen Abständen und regelmäßig verteilt am blauen Himmel. Sie wachsen bis zum Mittag weiter, lassen aber immer große Zwischenräume blauen Himmels zwischen sich. Ihre Oberseite hat runde Formen und leuchtet weiß im Sonnenlicht. Die Unterseite ist etwas dunkler, glatt und wagerecht, was man besonders bei den nahe dem Horizont stehenden Wolken erkennen kann. Beobachtet man eine einzelne Wolke längere Zeit, so erkennt man vielfach wirbelnde Bewegungen in ihr und schnelle Formveränderungen. Mitunter löst sie sich schon bald nach ihrer Bildung in einzelne Fetzen wieder auf, wie im Bilde oben rechts. Diese Fetzen nennt man Fracto-cumulus. Die Haufenwolken verdanken ihre Entstehung aufsteigender Luftbewegung, die von der durch die Sonnenstrahlen erwärmten Erdoberfläche ausgeht; sie nehmen daher im Laufe des Nachmittags wieder ab und sind bei Sonnenuntergang verschwunden.

Bild 2 Cumulus congestus = Aufgetürmte Haufenwolke

An manchen Tagen sind die aufsteigenden Luftströme so stark, daß die am Vormittag entstehenden Haufenwolken sich zu grö3eren Wolkenbergen entwickeln mit scharfen Rändern und weißen blumenkohlförmigen Köpfen, an denen man bei genauer Betrachtung eine quellende aufwärtsgerichtete Bewegung erkennen kann. Ihre Unterseite ist infolge ihrer großen Mächtigkeit und Dichte recht dunkel, aber auch wagerecht und glatt wie bei den kleinen Haufenwolken. Mitunter wachsen mehrere große Haufenwolken zu einem Wolkenmassiv zusammen und können dann größere Teile des Himmels bedecken, ohne diesen jedoch ganz zu überziehen. Gegen Abend lösen sich auch diese Wolken gewöhnlich wieder auf. Tun sie es aber einmal nicht, so steht schlechteres Wetter bevor.

Bild 3 Cumulus congestus = Aufgetürmte Haufenwolke mit Wolkenkappe (Pileus)

Die mächtige Haufenwolke auf diesem Bilde hat beim Emporwachsen eine Luftschicht mit hoher Feuchtigkeit erreicht und löst durch leichtes Anheben dieser Schicht die Bildung einer zarten, schleierartigen Wolke aus, die dem Cumuluskopf zunächst als Kappe aufsitzt. Wenn der Wolkenkopf beim Weiterwachsen die Kappe durchstößt, umgibt sie ihn wie ein Kragen, der sich dann aber bald auflöst (vgl. das Bild). Wenn die Wolkenkappe in sehr großen Höhen liegt, wird sie aus Eisnadeln bestehen, und die Haufenwolke kann bald zu einer Gewitterwolke werden. Auf dem Bilde ist ihre Mächtigkeit und Dichte bereits so groß, daß nur noch wenig Sonnenlicht bis zu den unteren Schichten der Wolke durchdringt, weshalb diese sehr dunkel erscheint.

Bild 4 Cumulonimbus calvus = Schauerwolke ohne Amboß

Die hochquellenden Wolkentürme dieses Bildes haben Höhen erreicht (etwa 5000 m), in denen die Temperatur so tief ist, daß sich die Wassertröpfchen in Eiskristalle umzuwandeln beginnen. Dies erkennen wir an einer Formveränderung der Wolkenköpfe. Die scharf geränderten, runden Formen werden leicht verwaschen und faserig, außerdem zeigen sich Ansätze zum seitlichen Ausbreiten (s. links oben). Aus solchen Wolken können kurze Regenschauer fallen.

Bild 5 Cumulonimbus incus = Gewitterwolke mit Amboß

Über dem aus mächtig aufgetürmten Haufenwolken bestehenden Wolkengebirge hat sich hier in hohe Schichten hinaufreichend ein Wolkenfächer gebildet, dessen Aussehen auch einem Amboß ähnelt. Hier ist die auf dem vorigen Bild beginnende Vereisung der Wolke weiter fortgeschritten, und wir erkennen an der veränderten Form deutlich den Übergang von der aus Wassertröpfchen bestehenden Haufenwolke zu der aus Eiskristallen gebildeten Amboßwolke. Letztere nennt man auch den "Gewitterschirm", denn in diesem Entwicklungsstadium ist das Wolkenmassiv der Sitz von Gewittern oder starken Regenschauern. Je höher die Wolke hinaufreicht (8000 bis 10000 m), desto schwerer das Unwetter, das sie hervorbringen kann. Die im Schatten der riesigen Wolkenmasse liegenden tieferen Wolkenteile haben oft eine drohend dunkle Färbung.

TIEFE WOLKEN



1. Cumulus
Haufenwolke (Schönwetter-Wolke)



2. Cumulus congestus
aufgetürmte Haufenwolke



4. Cumulonimbus
Schauerwolke (oberer Teil vereist)



5. Cumulonimbus
Gewitterwolke mit Amboß



7. Cumulonimbus
Unterseite (Schauer und Böenwalze)



8. Stratocumulus
Haufen-Schichtwolke



10. Stratocumulus
Haufen-Schichtwolke in Auflösung



11. Stratocumulus-Decke



14. Altostratus opacus
mittelhohe, dichte Schichtwolke



17. Altocumulus mit Altostratus
in mehreren Schichten



20. Altocumulus
schollenförmig



23. Altocumulus floccus
flockige, mittelhohe Haufenschichtwolke



15. Nimbostratus
Regenwolke, aus Altostratus entstanden



18. Altocumulus mit Altostratus
in einer Schicht



21. Altocumulus lenticularis
linsenförmig (in Auflösung)



24. Altocumulus castellanus
türmchenartige Quellungen



25. Cirrus fibratus
hohe Eiswolke (faserig)



27. Cirrus spissatus
dichte Eiswolke



29. Cirrus und Cirrostratus
hohe Schleierwolken-Schicht



31. Cirrostratus
dünner Eisschleier mit Sonnenring

HOHE WOLKEN



26. Cirrus fibratus
fadenförmige Eiswolke



28. Cirrus uncinus
„Haken-Zirren"



30. Cirrus und Cirrostratus
darunter tiefe Haufenwolken



32. Cirrocumulus
hohe Schäfchenwolke

TIEFE WOLKEN



3. Cumulus congestus
mit Eiskappe



6. Cumulonimbus
Unterseite (Schauer)



9. Stratocumulus
darunter Cumulus



12. Stratus
tiefe Schichtwolke, darunter Wolkenfetzen

MITTELHOHE WOLKEN



13. Altostratus
mittelhohe, dünne Schichtwolke



16. Altocumulus
mittelhohe Haufen-Schichtwolke in Banden



19. Altocumulus
aus Köpfen von Haufenwolken entstanden



22. Altocumulus
in verschiedenen Formen – „chaotisch"

Bild 6 Cumulonimbus = Schauerwolke, Unterseite

Auf diesem Bild sieht man den dunklen unteren Rand einer mächtigen Haufenwolke. Aus ihr fällt ein Regenschauer, erkennbar an den sog. "Fallstreifen" unterhalb der Wolke. Davor liegt ein hellerer niedriger Wolkenwulst, die "Böenwalze". Sie steht im Zusammenhang mit der Windbö, die einen Regenschauer zu begleiten pflegt. Wenn die Böenwalze den Zenit erreicht hat, kommt der erste Windstoß, und dann setzt mit großen Tropfen der Regen ein.

Bild 7 Cumulonimbus = Schauerwolke, Unterseite mit Böenwalze

Auf diesem Bilde sehen wir den Vorüberzug einer Böenwalze. Im Mittelteil des Horizonts sind Fallstreifen erkennbar. Dort fällt starker Regen aus der darüberliegenden Haufenwolke durch die tiefen dunklen Wolken hindurch, die den Blick auf die höher reichenden Teile der Haufenwolke verdecken. An der Unterseite von Schauer- oder Gewitterwolken zeigen sich bisweilen runde Formen, die wie schwere, dunkle Säcke nach unten hängen. Man nennt diese eigenartigen Bildungen Mammato-Cumulus. Sie sind ein Zeichen vom Durchsacken kälterer, feuchter Wolkenluft in wärmere, trocknere Luft darunter.

Bild 8 Stratocumulus = Haufenschichtwolke

Eine wesentlich harmlosere Wolkenart ist auf diesem Bilde zu sehen. Die anfänglich entstandenen Haufenwolken sind nicht in größere Höhen hinaufgewachsen, sondern haben sich seitlich zu einer Schicht ausgebreitet. Wir sehen hier also die Übergangsform von einer Haufenwolke zu einer Schichtwolke. Diese kann mitunter den ganzen Himmel überziehen, so daß nur wenig Himmelsblau durch einzelne Lücken hindurchscheint.

Bild 9 Stratocumulus = Haufenschichtwolke, darunter Haufenwolke

Hier sind zwei völlig getrennt voneinander entstandene Wolkenarten in zwei verschiedenen Höhenschichten zu sehen. Die obere Wolkenart ist eine Haufenschichtwolke, ähnlich der im vorigen Bild. Darunter befinden sich einzelne kleinere Haufenwolken, die aber nicht bis zu der oberen Schicht hinaufwachsen. Hier ist die aufsteigende Luftbewegung nicht so stark, da die obere Wolkenschicht die den Erdboden erwärmenden Sonnenstrahlen nur teilweise hindurchläßt.

Bild 10 Stratocumulus vesperalis = Abendliche Haufenschichtwolke (in Auflösung)

Die Wolken auf diesem Bilde sind Reste von Haufenwolken-Feldern, deren Aufwärtsentwicklung mit sinkender Sonne erlahmte. Auch bei ihnen zeigt sich eine seitliche Ausbreitung, so daß diese Übergangsform von der Haufen- zur Schichtbewölkung entsteht. Bei Sonnenuntergang lassen uns diese Wolken, bevor sie sich ganz auflösen, durch eindrucksvolle Farbkontraste einen besonders schönen Abendhimmel erleben.

Bild 11 Stratocumulus opacus undulatus = Dichte Haufenschichtwolken mit Wogenbildungen

Dichte Haufenschichtbewölkung überzieht den ganzen Himmel, nur an einzelnen Stellen scheint das Himmelsblau etwas hindurch. Im Bilde links sind wogenartige Formen zu erkennen, die bei dieser Wolkenart häufig auftreten. Die dunkle Unterseite der Wolken zeigt uns, daß sie ziemlich dicht sind. Es fällt aber kein Regen aus ihnen; erst wenn sie sich zu einer gleichmäßig grauen Schicht ohne deutliche Formen weiter verdichten, kann Niederschlag einsetzen.

Bild 12 Stratus = Schichtwolke

Die niedrige Wolkendecke auf diesem Bilde hängt so tief herab, daß sie die grünen Küstenberge z. T. verdeckt. Einzelne Wolkenfetzen (Fractostratus) scheinen fast die Wasseroberfläche zu berühren. Die Wolkenart ist nahe verwandt dem Nebel, der im Grunde genommen eine am Erdboden aufliegende Wolke ist; niedriger Stratus wird auch als Hochnebel bezeichnet. Bei sehr großer Dichte kann aus ihm feiner Sprühregen fallen.

Bild 13 Altostratus translucidus = Mittelhohe dünne (durchscheinende) Schichtwolke

Die mittelhohe Schichtwolke (zwischen 2000 und 5000 m) dieses Bildes ist so dünn, daß Sonne oder Mond wie durch Mattglas hindurchscheinen und von einem leuchtenden "Hof"umgeben sind.Der Hof entsteht durch Beugung der Lichtstrahlen an den Wassertröpfchen der Wolke. Diese Schichtwolke überzieht den Himmel wie ein gleichmäßiger hellgrauer Schleier ohne deutliche Umrisse. Darunter treiben meist einzelne niedrige zerrissene Haufenwolken (Fractocumulus), die keinerlei Verbindung mit der höheren Schicht haben. Altostratus ist ein Regenkünder; er stellt den dem Niederschlag voraufgehenden Teil der "Aufzug" - Bewölkung eines Schlechtwettergebietes dar.

Bild 14 Altostratus opacus = Mittelhohe dichte Schichtwolke

Im Vergleich zum vorigen Bild ist hier die mittelhohe Schichtwolke (Aufzugbewölkung) wesentlich dichter geworden, die Wolke zeigt ein dunkleres Grau und die Sonne ist nur noch als undeutlicher heller Fleck zu erkennen. Auf unserem Bilde weist der Altostratus eine streifige Struktur auf, meist aber überzieht er als einförmig bleigraue Schicht den ganzen Himmel. Der Niederschlag steht dann unmittelbar bevor oder beginnt schon mit einzelnen leichten Tropfen zu fallen.

Bild 15 Nimbostratus = Regenschichtwolke, darunter Fractonimbus = Regenwolkenfetzen

Das Bild zeigt uns den typischen Regenhimmel, bei dem die Aufzugbewölkung sich bis in tiefere Schichten ausgedehnt hat. Der fallende Niederschlag hat die Luft bis zum Erdboden herab so mit Feuchtigkeit angereichert, daß sich unter der eigentlichen Regenwolke (Nimbostratus) niedrige Wolkenfetzen (Fractonimbus) gebildet haben, die bei starkem Wind in wirbelnder Bewegung rasch dahinziehen.

Bild 16 Altocumulus (undulatus radiatus) = Mittelhohe Haufenschichtwolke (wogenförmig in Banden)

Hier ist die Wolkenschicht mittelhoher Aufzugbewölkung in dicht beieinander liegende, reihenförmig angeordnete Ballen aufgeteilt, so daß ein wogenartiges Aussehen entsteht. Die Reihen laufen perspektivisch am Horizont zusammen, wo auch die Wolkenschicht dichter zu werden scheint. Eine Wetterstörung, die sich mit solcher Aufzugbewölkung ankündigt, ist meistens schon im Absterben begriffen, so daß auch bei weiterer Verdichtung der Wolken nicht immer Regen zu folgen braucht.

Bild 17 Altocumulus mit Altostratus in mehreren Schichten

Mittelhohe Bewölkung tritt in verschiedenen Schichten, die teilweise miteinander verwachsen sind, auf. Schleierartige Formen wechseln mit Streifen- und Ballenformen. Der Himmel zeigt daher große Unterschiede in Helligkeit und Farbtönen; besonders bei Sonnenauf- und -untergang können eindrucksvolle Beleuchtungseffekte entstehen. Diese Art Bewölkung befindet sich häufig am Rande von Schlechtwettergebieten, die bisweilen seitlich am Beobachtungsort vorbeiziehen, ohne hier Regen zu bringen.

Bild 18 Altocumulus und Altostratus (opacus) in einer (dichten) Schicht

Mittelhohe Wolken sind zu einer dichten Schicht zusammengewachsen, die teils verwaschene, teils scharf umrissene unregelmäßige Formen aufweist. Der Himmel macht einen ziemlich düsteren Eindruck, doch kommt es nur gelegentlich zu etwas Regen, denn die Wolkenart reicht trotz ihrer Dichte nur selten unter 2000 m herab. Dehnt sie sich aber weiter bis in tiefere Schichten aus, so entsteht aus ihr eine Regenwolke (Nimbostratus).

Bild 19 Altocumulus (cumulogenitus) = Mittelhohe Haufenschichtwolke (entstanden aus Haufenwolken)

Eine Schicht mittelhoher Wolken kann, wie auf diesem Bilde, auch durch Ausbreitung von Haufenwolken entstanden sein, die bis in Höhen über 2000 m gewachsen waren. Die ursprünglichen Cumuluswolken sind hier noch als dunklere Massen erkennbar, während die Ausbreitungswolken als hellere Schicht von unregelmäßigen, teilweise auch ballenartigen Formen erscheinen. Letztere können sich auch nach Verschwinden der Haufenwolken längere Zeit halten.

Bild 20 Altocumulus translucidus = Mittelhohe dünne (durchscheinende) Haufenschichtwolke

Die einzelnen Wolkenballen, die in ziemlich gleichmäßiger Größe eine einzige Schicht mit Zwischenräumen blauen Himmels bilden, sind meist so dünn, daß Sonne und Mond hindurchscheinen können. Nur an einzelnen Stellen sind dunklere Schatten vorhanden. Das Aussehen der Wolken erinnert an Eisschollen, deren Ränder aneinanderstoßen. Zum Horizont hin schieben sich infolge der Perspektive die Schollen zu streifenförmig erscheinenden Bänken zusammen.

Bild 21 Altocumulus lenticularis = Mittelhohe linsenförmige Haufenschichtwolke

Eine besonders eindrucksvolle Wolkenform sind die hier abgebildeten linsenförmigen Wolken. Oft sind sie so dünn, daß sie, wie im Bilde oben, ganz durchscheinend sind und in Sonnennähe in Regenbogen- oder Perlmutterfarben schillern (irisieren). Im Flachlande sind die Wolken nicht so häufig wie an Gebirgsketten, wo sie ein typisches Anzeichen von Föhn sind. Sie werden daher auch als "Föhnwolken" bezeichnet. Selbst bei stärkstem, das Gebirge überströmenden Wind, bilden sie sich immer wieder an gleicher Stelle über den Bergketten. Manchmal stehen sie in mehreren Stockwerken übereinander.

Bild 22 Altocumulus in verschiedenen Formen (chaotisch)

Dieser Wolkenhimmel zeichnet sich durch die Vielfalt der Wolkenformen aus. Ballen, Schleier, Haufen- und schichtartige Wolkenteile mit scharfen oder zerfaserten Rändern sind unregelmäßig über den Himmel verteilt. Dieses Wolkenwirrwar, das dem Himmel ein chaotisches Aussehen gibt, ist ein Zeichen großer atmosphärischer Unruhe, wie sie oft vor Gewittern zu herrschen pflegt. Trotzdem wirken die Wolken eigentümlich starr, weil die starke Bewegung innerhalb der Schicht wegen ihrer großen Höhe (meist oberhalb 3000 m) im einzelnen schwer wahrnehmbar ist.

Bild 23 Altocumulus floccus = flockige mittelhohe Haufenschichtwolke

Wie Sprengwölkchen von Flakgranaten sehen diese zerrissenen Wolkenballen aus. Sie verändern sehr rasch ihre Form und verraten ebenfalls eine große Unruhe in der Atmosphäre. Daher können diese Wölkchen auf bevorstehende Gewitterbildung deuten. Sie selber entwickeln sich aber niemals zu einer Gewitterwolke, diese zieht vielmehr erst einige Stunden später mit ihrem Eiswolkenschirm am Horizont herauf.

Bild 24 Altocumulus castellatus = Mittelhohe Haufenschichtwolke mit türmchenartigen Quellungen

Ein Vorbote von Gewittern ist auch diese langgestreckte Wolkenbank, auf der zahlreiche kleine Türmchen sitzen, die wie Zinnen von Burgmauern aussehen. Bisweilen sieht man mehrere solcher Türmchenreihen parallel am Himmel stehen. Sie erscheinen bevorzugt in den frühen Morgenstunden. Das Gewitter kommt dann meist am Nachmittag, auch wenn diese Wolken vormittags völlig verschwinden.

Bild 25 Cirrus filosus = Hohe faserige Eiswolke (Federwolke)

Feine faserige Wolkenschleier sehen wir auf diesem Bilde. Sie treten in großer Höhe (6000 bis 10000 m) auf und bestehen aus Eisnadeln. Manche Formen erinnern an Eisblumen, wie wir sie bei kaltem Winterwetter am Fenster beobachten können. Auch eine gewisse Ähnlichkeit mit Federn ist oft unverkennbar, weshalb sie im Volksmunde Federwolken genannt werden. Die Sonne lassen di ese Wolken fast ungehindert hindurchscheinen und sind daher auch an ihren dichtesten Stellen weiß. Am Abendhimmel leuchten sie oft lange nach Sonnenuntergang in gelben und roten Farben, denn infolge ihrer großen Höhe werden sie noch von den Strahlen der für uns nicht mehr sichtbaren Sonne erreicht.

Bild 26 Cirrus filosus = Hohe fadenförmige Eiswolke

Die Eiswolken auf diesem Bilde sind zu langen Fäden auseinander gezogen, die deutlich zwei verschiedene Streichrichtungen erkennen lassen. Wir können daraus auf verschieden gerichtete Luftströmungen in diesen Höhen schließen. Gleichwohl erscheinen die Formen, wie bei allen hohen Wolken, ziemlich starr, da wegen der großen Wolkenhöhe eine wirbelnde Bewegung wie bei tiefen Wolken nicht unmittelbar wahrgenommen werden kann.

Bild 27 Cirrus densus = Dichte Eiswolke

Hohe Eiswolken können bisweilen auch ziemlich dicht sein, so daß Sonne oder Mond nur verschwommen durch sie hindurch sichtbar sind. Von den zu dichten Klumpen zusammengeballten Wolken hängen oft faserige Streifen nach unten heraus. Sie sind meist der Rest von Gewitterwolken, deren untere quelligen Teile sich aufgelöst haben. Die oberen Eiswolkenschirme halten sich noch längere Zeit und ziehen als selbständige Wolken weiter. Das Erscheinen dieser Wolken verrät uns also, daß irgendwo in einiger Entfernung von uns ein Gewitterregen niedergegangen sein muß.

Bild 28 Cirrus uncinus = Haken- oder krallenförmige Eiswolke

Eine andere Form von Eiswolken sind die hier abgebildeten langen Fäden, die in einer nach oben gebogenen Kralle oder einem kleinen Büschel enden. Sie sind oft die ersten Anzeichen eines herannahenden Tiefdruckgebietes, besonders wenn sie sehr schnell ziehen und sich dann zum Horizont hin verdichten. Der Seemann nennt solche Wolken auch "Windbäume", weil ihnen oft starker Wind oder Sturm folgt.

Bild 29 Cirrostratus = Hohe Eiswolkenschicht

Die hohen Wolken verdichten sich hier zu einer zusammenhängenden schleierartigen Schicht, im Vordergrund sind noch Krallen (oder Windbäume) und kleinere Schäfchenwolken zu erkennen. Die Zunahme der Bewölkung (Wolkenaufzug) verkündet uns Wetterverschlechterung; der Rand einer Störung (Tiefdruckgebiet) hat uns erreicht.

Bild 30 Cirrostratus nebulosus = Hohe schleierförmige Schichtwolken

Ein weißlicher Schleier von hohen Schichtwolken überzieht große Teile des Himmels. Die Sonne scheint hindurch und verbreitet ein diffuses gelbweißes Licht, das für empfindliche Augen unangenehm sein kann. Im Sommer hat man dabei leicht ein Gefühl von drückender Schwüle, wie unter der Glasdecke eines Gewächshauses. Auch hierin kündigt sich die bevorstehende Wetterverschlechterung an. Die dunkleren Haufenwolken im Bilde stehen aber in keinerlei Verbindung mit der hohen Eiswolkenschicht.

Bild 31 Cirrostratus nebulosus (mit Halo) = Hohe Schleierwolke (mit Sonnenring)

Bisweilen sind hohe Schichtwolken so dünn, daß sie kaum wahrnehmbar sind und die blaue Himmelsfarbe nur etwas blasser erscheinen lassen. Um Sonne und Mond zeigen sich dabei aber eindrucksvolle Lichterscheinungen, entweder in Form eines großen Ringes (auch Halo genannt) wie auf diesem Bilde, oder als daran angesetzte bunte Bögen oder auch als helle Lichtflecke zu beiden Seiten der Sonne (Nebensonnen), seltener auch senkrecht darüber und darunter (Ober- und Untersonne) in Verbindung mit senkrechten Lichtsäulen. Die Erscheinungen entstehen durch Lichtbrechung und Spiegelung der Sonnenstrahlen an den Eiskristallen, wie an einem Prisma. Bei den oft farbigen Ringen ist das Rot auf der der Sonne zugekehrten Innenseite (im Gegensatz zum Hof, der Rot außen zeigt). Sie haben in früherer Zeit als Unheil kündend große Beachtung gefunden; heute werten wir sie nur als Anzeichen kommenden Schlechtwetters.

Bild 32 Cirrocumulus = Hohe Schäfchenwolken

Eine besondere Form von hohen Eiswolken sind die sogenannten kleinen Schäfchenwolken, weiße Bällchen, dicht beieinanderliegend und in Reihen angeordnet. Sie sind leicht zu verwechseln mit Altocumulus, wirken aber kleiner und zarter, weil sie höher liegen (6000 bis 8000 m). Meist treten in derselben Schicht zugleich auch reine Cirrusformen auf, oder die Schäfchenformen bilden sich am Rande von Cirrostratusfeldern, die in Auflösung begriffen sind. Bei Sonnenuntergang zeigen Cirrocumuluswölkchen besonders intensiv leuchtende Farben. Ein zuverlässiger Regenkünder sind die Schäfchenwolken nicht, denn das Tief, an dessen Rand sie auftreten, kommt nicht immer bis zu uns heran.

Lateinische Bezeichnungen, die bei der Klassifizierung von Wolken üblich sind:

alto (altus, -a, -um, hoch)	in Verbindung mit einer Wolkenform zur Bezeichnung mittelhoher Wolken
arcus, -us	der Bogen, die Walzenwolke = Böenwalze
calvus, -a, -um	unbehaart, kahl, glatt, kahlköpfig
capillatus, -a, -um	haarig, wollig
castellatus, -a, -um	mit Zinnen gekrönt, zinnenartig
cirro - ...	in Zusammensetzungen: hohe Wolke
cirrus, -i	das Lockenhaar, die Haarlocke (krauses Pflanzenhaar) die Federwolke
congestus, -a, -um	zusammengehäuft, zusammengelaufen, verquollen
cumulus, -i	der Haufen, die aufgetürmte Wolkenmasse
cumulogenitus	aus Wolkenballen zusammengeflossen
duplicatus, -a,-um	verdoppelt, gedoppelt, doppelschichtig
densus, -a, -um	dicht
filosus, -a, -um	fadenförmig, faserig
floccus, -i	die Flocke
fracto - ... (fractus, -a, -um)	Fetzen = (in Zusammensetzungen: Bezeichnung zerrissener (zerfetzter)) Wolkenteile
fumulus, -i Verkleinerung von (fumus, -i, =Rauch)	Rauch, feiner Rauch, Hauch als Bezeichnung für erste Anzeichen der Bildung kleiner Haufenwölkchen
humilis, -e	1) niedrig, kleinwüchsig, 2) gewöhnlich, alltäglich
incus, -udis	der Amboß
lenticularis, -e	linsenförmig
mammatus, -a, -um	vollbrüstig
nimbus, -i	1) ursprünglich jede den Himmel verdunkelnde Erscheinung, z.B. Sturz-, Platzregen, Regenguß; dann: 2) Regen, Regenwasser, 3) schwarze Regenwolke, Sturmwolke, 4) ebenso ursprüngl. Staub-, Rauchwolke, hier: dunkle Regenwolke
nothus, -a, -um	eigentlich unehelich, hier: unecht, falsch
opacus, -a, -um	1) schattig, beschattet, 2) dunkel, finster, hier: 3) dicht (nicht durchscheinend = matt)
pileus, -i	Kappe, Mütze, hier: die Wolkenkappe
praecipitans	ausfällend, niederschlagend, hier: regnend (oder schneiend)
radiatus, -a, -um (radius, -i, = Strahl)	speichenförmig, in zusammenlaufenden Strahlen geordnet
stratus, -us	ursprünglich 1) das Ausgebreitete, 2) Decke, Teppich, hier: 3) die Schichtwolke
translucidus, -a, -um	durchleuchtet, durchscheinend
uncinus, -i (von uncus, Kralle, Haken)	Häkchen, Widerhaken, Kralle
undulatus (von unda, -ae = Welle)	wellig, wellenförmig, wogenförmig
vesperalis, -e	abendlich, Abend- ...
virga, -ae	1) die Rute, der Schleier, die Schleppe 2) hier: Fallstreifen

10. März 1998

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

517.501 (083) (07) 160003

Nr.1b

Erläuterungen für das Eintragen in das Wetterübersichtsblatt

Beim Anstellen und Aufzeichnen von Wetterbeobachtungen verfolgen der Deutsche Wetterdienst und die Schule durchaus verschiedene Ziele: Der Wetterdienst beobachtet, um die unterschiedlichen Wettererscheinungen eines großen Raumes für die Beurteilung des kommenden Wetterverlaufs festzustellen -Vorhersage - oder um das Wetter eines Ortes oder eines Landes mit dem Ablauf früherer Zeiten oder anderen Gegenden zu vergleichen - Klimakunde. Der Schüler beobachtet, um das Beobachten zu lernen; er soll verschiedene Beobachtungsergebnisse untereinander oder mit anderen Vorgängen des Lebens in Beziehung bringen können.

Ein Arbeitsbogen für Wetterbeobachtungen in der Schule dient also Unterrichtszwecken; dabei sind Pünktlichkeit, Genauigkeit, Vollständigkeit und Gewissenhaftigkeit bei der Führung des Arbeitsbogens wichtige Voraussetzungen für eine spätere vertiefte Behandlung von wetterkundlichen Stoffen.

Die folgenden Anleitungen mögen als Vorschläge aufgenommen werden. Der Besucher einer Wetterstation denkt beim Anblick der zahlreichen Geräte vielleicht, daß das Wetterbeobachten nur mit Hilfe von Instrumenten möglich sei. Tatsächlich bestehen aber die Wetterbeobachtungen, die im täglichen Dienst angestellt werden - für die Eintragung in die Wetterkarte, für die Fortführung einer Klimareihe -, zu einem erheblichen Teil aus reinen Augenbeobachtungen und Schätzungen: Der Wolkenhimmel wird nach den Formen und Höhenlagen der verschiedenen Wolkenarten beschrieben, der Betrag der Himmelsbedeckung wird geschätzt, für die Festlegung der Sichtweite werden bekannte feste Entfernungsmarken zu Hilfe genommen. Die Bestimmung der Höhe des Luftdruckes, der Temperatur und der Menge des gefallenen Niederschlages kann allerdings nur durch zuverlässige Angaben vermittelnder Instrumente geschehen.

Solche Instrumentenwerte sind auch erforderlich, wenn die an einem Orte gewonnenen Feststellungen mit solchen von anderen Plätzen oder aus früheren Zeiten verglichen werden sollen. Dementsprechend enthält der Arbeitsvordruck Rubriken für Elemente, deren Zustand nur durch die Wahrnehmung festgehalten wird:

- Sonnenschein
- Windrichtung und -stärke
- Wettererscheinungen wie Regen, Schnee, Nebel, Tau, Gewitter
- Zustand des Erdbodens: trocken, naß, Bodenfrost, Glatteis, Schneedecke, Schneeflecken
- Wachstum von Pflanze und Tier

und für solche die gemessen werden:

- Temperatur
- Niederschlagsmenge
- Luftdruck

Die Übersichtstabelle enthält Spalten für jeden Tag des Monats. Die Arbeit erhält erst ihren vollen Wert, wenn täglich mehrfach und zu festgelegten Tageszeiten, immer am gleichen Platz und in gleicher Weise beobachtet bzw. gemessen wird.

Unregelmäßige Beobachtungszeiten schließen Vergleichsmöglichkeiten aus, z.B.: ein morgens gefrorener Boden kann tags auftauen, ein nasser durch Sonnenstrahlung oder durch darüberstreichende trockene Luft seinen Zustand ändern.

[Stand 1990]

DWD Offenbach / Bibliothek
B23029443

LR (101)

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach a.M.
98.314

Die Spalten bieten nicht so viel Platz, daß alle Bemerkungen vollständig eingeschrieben werden könnten; es werden daher vereinbarte Zeichen (Symbole) benutzt. Zur besseren Hervorhebung mancher Erscheinungen werden Farben angewendet:

- gelb für Sonnenschein
- grün für Regen, Schnee, Bodennässe (auch für Regenmengen)
- blau für Kälte am Boden
- rot für gefährlich erscheinendes Wetter, z.B. Gewitter
- rot und blau auch für die höchste bzw. niedrigste Temperatur eines Tages

Nun einige Bemerkungen zu den Eintragungen selbst.
Die Sonnenscheindauer - zusammengesetzt für den Vormittag und für den Nachmittag -wird eingeteilt nach a) nur einzelne Sonnenblicke, b) unterbrochener Sonnenschein und c) voll andauernde Einstrahlung. Weiße und graue Felder stellen bedeckten Himmel dar, in einem solchen Fall wird bei der Angabe "Wetter" oft ein Symbol für Niederschlag einzusetzen sein.

Als Windrichtung ist die Richtung anzugeben, aus der der Wind kommt; sie ist bestimmend für die Eigenart der uns umgebenden Luft und für die Wirkung, die wir verspüren (kühl, feucht, trocken, schwül usw.). Die Windstärke wird bestimmt nach der Wirkung der Luftbewegung auf Gegenstände wie Laub, Zweige usw. Die Eintragung erfolgt nur durch Symbole. Ein kleiner Kreis stellt den Horizont des Beobachtungsortes dar. Gegen seinen Mittelpunkt gerichtet, aber an der Peripherie endend, ist der mit dem Winde fliegende Windpfeil. Der Windpfeil trägt eine der Windstärke entsprechende Anzahl von etwas schräg zurückweisenden Federchen, in der Windrichtung gesehen auf der linken Seite. Auch auf der Wetterkarte ist der Windpfeil mit dieser einseitigen Befiederung versehen; damit ist für den Betrachter der Karte ein rasches Urteil über die Luftdruckverteilung auch ohne Linien gleichen Luftdrucks, die Isobaren, möglich; nach dem "barischen Windgesetz" liegt das Gebiet niedrigen Luftdrucks dem Winde links voraus.

Die Einteilung der Windstärkegrade erfolgt nach der 12-teiligen Beaufort-Skala. Hier genügt es jedoch, 5 Stärkegrade hervorzuheben.

Windstille: Rauch steigt fast senkrecht empor, Blätter bewegen sich nicht
(Symbol: Pfeil ist weggelassen)

leichter Wind: An den Bäumen bewegen sich die Blätter
(Windpfeil mit einer Fieder)

mäßiger Wind: An der Bäumen bewegen sich die Zweige
(Windpfeil mit zwei Fiedern)

starker Wind: Man hört den Wind pfeifen oder brausen, schwächere Bäume bewegen sich (Windpfeil mit drei Fiedern)

stürmischer Wind: Das Gehen gegen den Wind wird schwer; Zweige brechen ab
(Windpfeil mit vier Fiedern)

schwerer Sturm: Stärkere Bäume werden umgerissen, Dächer beschädigt oder gar abgedeckt (Windpfeil mit einem Dreieck)

Bewölkung: Im Innern des Stationskreises wird durch Ausfüllung vermerkt, wieviel Viertel des sichtbaren Himmels mit Wolken bedeckt sind. Die Größe wird durch eine Abschätzung bestimmt, für die man etwas Übung braucht. Bei wolkenlosem Himmel wird ein Punkt in den Kreis eingetragen. Man sollte diese Eintragung mit der Angabe über Sonnenschein verknüpfen, weil damit eine zuverlässige Kontrolle gegeben ist. Solche Kontrollmöglichkeiten sind mehrfach vorhanden; bestimmte Wettermeldungen bedingen einander, oder aber sie schließen sich gegenseitig aus.

Unter Wetter wird ein Zustand verstanden, den man treffend mit einer kurzen Aussage bezeichnen kann; z.B.:
es regnet; es hat geregnet; es hat gegraupelt; es hat geschneit;
es ist trübe; es ist heiter; ein Gewitter droht.

Es sollen nur einfache Tatsachen aufgezeichnet werden. Dabei muß aber z.B. genau vermerkt werden, ob der Niederschlag fest oder flüssig war. Regen oder Schnee fallen nur, wenn Wolken am Himmel stehen, Tau bildet sich bevorzugt bei wolkenlosem Himmel, Reif in einer Frostnacht; Nebel besteht aus kleinen in der Luft schwebenden Tröpfchen.

Der Erdboden spiegelt den Ablauf oder Zustand des Wetters wider, z. B. indem er naß, gefroren oder mit Schnee bedeckt ist. Er trocknet, wenn die Sonne scheint, aber auch, wenn ein trockener Wind über ihn hinwegstreicht. Die Angaben über seinen Erscheinungszustand geben in vielen Fällen eine Kontrolle für die Richtigkeit anderer Feststellungen.

In den folgenden beiden Rubriken sollen Meßergebnisse dargestellt werden, aber nicht durch Text oder Zahlen. Beim Niederschlag geben Säulen, bei der Temperatur Kurvenzüge die Werte wieder.

Die Menge des gefallenen Niederschlags wird gemessen. Es gibt zwei Arten, die Größe dieser Menge zu bezeichnen. Einmal sagt man: Es fielen .... mm Regen; damit soll ausgedrückt werden, daß der Regen so hoch stehen würde, wenn er weder versickert noch abgeflossen wäre. Diese Niederschlagshöhe wird durchweg in mm angegeben; es gibt einige Orte auf der Erde, wo der Jahresniederschlag eine Höhe von 10 m überschreiten kann.

Eine andere Art, die gefallene Niederschlagsmenge mitzuteilen, bezieht die Menge auf eine Einheitsfläche. Man gibt an, wieviel Liter Regen pro Quadratmeter gefallen sind. Die Verknüpfung beider Angabearten ergibt:
Steht über einer Fläche von 1 Quadratmeter das Regenwasser 1 cm hoch, so folgt:
100 cm * 100 cm * 1 cm = 10000 Kubikzentimeter Regenwasser.
Das sind 10 l Regenwasser. 1 mm Regen bedeutet also einen Niederschlag von 1 l pro 1 Quadratmeter. Durch einfache Rechnung läßt sich bestimmen, wieviel Wasser einer größeren Fläche (Acker, Wald) zugute gekommen ist, vorausgesetzt, daß die Messung für die ganze Fläche Gültigkeit hat, d.h. repräsentativ ist.

Zur Messung der Niederschlagsmenge dienen Gefäße, die oben eine offene Auffangfläche von bestimmter Größe (meistens 100 Quadratzentimeter) besitzen. Das aufgefangene Regenwasser läuft durch einen Trichter in ein Sammelgefäß; die Menge kann dann mit Hilfe eines besonders geeichten Meßglases gemessen werden. Die Summe der einzelnen Tagesregenmengen ergibt die Monatssumme des Niederschlages, neben die das langjährige Mittel, das aus einer Klimatabelle entnommen werden kann, gesetzt werden sollte.

Der Niederschlag ist ein Ereignis, das nicht jeden Tag auftritt; im Gegensatz dazu bedeutet die Temperatur einen immer festzustellenden Zustand. Die jeweilige Tagesmenge des Niederschlages wird daher durch Säulen dargestellt, deren Gipfelpunkte nicht untereinander verbunden sind. Da recht unterschiedliche Regenmengen auftreten, ist eine Bezifferung am Rande des Blattes unterblieben; eine zweckmäßige Einteilung nach Regenmengen muß der Eintragende jeweils selbst finden.

Der Luftdruck wird in Hektopascal (hPa, früher Millibar, mbar) gemessen. Auf ganz alten Barometern steht noch eine Einteilung in mm. 750 mm entsprechen 1000 hPa. Die mm-Werte sind also mit 4/3 zu multiplizieren, um hPa zu erhalten. Die für die Eintragung des Luftdrucks vorgesehenen Felder tragen keine randliche Bezifferung, da sie, je nach Jahreszeit, unterschiedlich gewählt werden kann. Im Sommer schwankt der Luftdruck in Norddeutschland etwa zwischen 1000 und 1030 hPa, im Winter zwischen 980 und 1040 hPa.
Die nächste, für die Eintragung von Temperaturwerten vorgesehene Rubrik trägt ebenfalls keine Bezifferung am Rande; der Vordruck soll an allen Orten und in allen Jahreszeiten verwendet werden können. Die Einteilung muß daher jeweils selbst angebracht werden.

Das für die Temperaturmessung verwendete Thermometer soll leicht abzulesen sein; eine enge Gradeinteilung und eine Quecksilberfüllung sind daher nicht günstig. Man nimmt vorteilhaft ein Gerät mit gefärbtem Alkohol. Gegen Zerbrechen schützt ein Drahtkorb, so daß das Instrument auch transportiert werden kann. Auch Wassertemperaturen können mit dem gleichen Gerät gemessen werden.

Um fehlerfreie Werte der Lufttemperatur zu erhalten, müssen einige Voraussetzungen erfüllt sein:

1) Das Thermometer soll in Augenhöhe der Ablesenden angebracht sein;
2) es darf nicht von der Sonneneinstrahlung getroffen werden;
3) es darf nicht durch in der Nähe befindliche Mauern, durch Warmluft, die einem Hause abströmt o.a. Einflüsse gestört werden.
4) Die Außenluft muß ungehindert Zutritt haben.

Die Anbringung des Instrumentes in einigem Abstand von einer nach Norden zeigenden Wand ist im allgemeinen zu empfehlen. Wenn die Geldmittel vorhanden sind und der Aufwand für vertretbar erachtet wird, könnte eine Thermometerhütte errichtet werden (s. wetterkundliches Lehrmittel Nr. 8b).

Um den Tagesgang der Temperatur und seine Unterschiedlichkeit nach Wetterverhältnissen und Jahreszeiten kennen zu lernen, sollte die Temperatur täglich mehrmals abgelesen werden. Die Ablesezeiten werden vom Schulbetrieb abhängen; es sollte aber immer die gleiche Tageszeit sein, damit Vergleiche aufgestellt werden können. Der 10-Uhr-Wert kommt durchweg dem täglichen Mittelwert am nächsten.

Die zusätzliche Beschaffung eines Maximum-Minimum-Thermometers ist eine wesentliche Bereicherung der Ausrüstung; es genügt der Erwerb eines SIX-Thermometers, das Höchst- und Tiefsttemperaturen anzeigt, leicht einzustellen ist und keine hohen Kosten verursacht.

Vor dem Eintragen der Werte - Einzeltemperaturen sowie Maximum und Minumum -muß eine zweckmäßige randliche Bezifferung (Gradeinteilung) überlegt werden. Die den Werten entsprechenden Punkte werden durch einen Kurvenzug miteinander verbunden, ggf. farbig. Die Meßergebnisse müssen aber auch als Zahl in einer Tabelle festgehalten werden, um weiterführende Berechnungen durchführen zu können.

Es können z.B. für fünf oder für zehn Tage und auch für einen ganzen Monat die Tageswerte addiert und dann für den Zeitraum der Durchschnittswert berechnet werden. Neben dem aktuellen Monatsmittel der Temperatur sollte auch das langjährige Mittel der Temperatur des betreffenden Monats gesetzt werden.
(Für Hamburg s. Lehrmittel Nr.4).

Weiterhin können die Differenzen der Höchst- und Tiefsttemperaturen (die tägliche Schwankung der Temperatur) berechnet werden. Diese Werte lassen sich wieder mit verschiedenen Beobachtungen verknüpfen. Bei geringer Luftbewegung wird an sonnigen Tagen (starke Einstrahlung) ein hohes Maximum, in wolkenlosen Nächten (Ausstrahlung) ein tiefes Minimum, dementsprechend eine hohe Tagesschwankung beobachtet werden. Der Einfluß von Luftströmungen kann sich deutlich zeigen, wenn z.B. im Winter oder Frühjahr bei Nordostwind trotz Sonneneinstrahlung die Temperatur niedrig bleibt.

Als Wirkung der Witterung auf Pflanzen und Tiere (auf diese auch in ihrer Abhängigkeit von pflanzlicher Nahrung) stellen sich Wachstumsphasen und bestimmte Formen der Lebensäußerung Jahr für Jahr zu verschiedenen Zeiten ein, spiegeln also den gesamten vorangehenden Witterungsablauf wider. In die untere Zeile sollen Beobachtungen über Pflanzen und Tiere eingetragen werden. Die Wachstumsphasen werden durch Symbole dargestellt und farbig angelegt. Das Programm sollte nicht zu umfangreich sein. Da bei Lebensäußerungen der Pflanzen der Standort eine große Bedeutung hat, sollte bei vergleichbaren Beobachtungen (Einfluß feuchter oder trockener Perioden z.B.) gesorgt werden, daß nur auch wirklich Vergleichbares herangezogen wird.

Wetterübersicht

Ort: Monat: Jahr:

Datum: 1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31.

Sonnenschein vorm. / nachm.

Wind und Bewölkung vorm. / nachm.

Wetter vorm. / nachm.

Erdbodenzustand

Niederschlag in mm

vielj. Mittel:

Monatssumme:

Luftdruck in hPa

vielj. Mittel:

Monatsmittel:

Temperatur in °C

vielj. Mittel:

Monatsmittel:

T_H Höchsttemp. – – –

T_M Mitteltemp. ——

T_T Tiefsttemp. .....

C° 16 14 12 10 8 6 4 2 0 -2 -4 -6 -8

1040 mb 1030 1020 1010 1000 990

Pflanzenwachstum

Pflanzenart

Sonnenschein: ver-einzelt, zeit-weise, dau-ernd — gelb

Bewölkung: wolken los, einzelne Wolken, 1/4 bedeckt, 1/2 bedeckt, 3/4 bedeckt, einzelne Wolken lücken, bedeckt

Wind: 0Bft, W 1Bft, N 2Bft, E 3Bft, SW 9Bft, W 10Bft, NW 12Bft

Wetter: Regen, Schnee, Nieseln, Wetter leuchten, Gewitter, Regenbogen, Nebel, Tau, Reif, Sonnenring, Mondring — grün / rot

Erdbodenzustand: trocken, feucht, gefroren, Schneeflecken, Schneedecke — braun grün / blau

Wachstum: Aussaat, Aufgang, erste Blätter, erste Blüte, Voll-Blüte, Ende d. Blüte, Frucht, Schnitt, Ernte, Laubfall — rot / grün / rot / braun

Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt

[Wetterübersichtsblatt Format DIN A4] [wetterkundliche Lehrmittel] 107
SD.501(083)(07)
168002
10. März 1993

Wetterübersicht

Ort:

Monat:

Jahr:

Datum: 1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31.

Sonnenschein vorm. / nachm.

Wind und Bewölkung vorm. / nachm.

Wetter vorm. / nachm.

Erdbodenzustand

Niederschlag in mm

vielj. Mittel:

Monatssumme:

Luftdruck in hPa

vielj. Mittel:

Monatsmittel:

Temperatur in °C

vielj. Mittel:

Monatsmittel:

Pflanzenwachstum

Pflanzenart

DWD Offenbach / Bibliothek
B2303649 1

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach/M.

98313

Sonnenschein: ver-einzelt, zeit-weise, dau-ernd — gelb

Bewölkung: wolken-los, einzelne Wolken, 1/4 bedeckt, 1/2 bedeckt, 3/4 bedeckt, einzelne Wolken-lücken, be-deckt

Wetter: Regen, Schnee, Nieseln, Wetter leuchten, Ge-witter, Regen-bogen, Nebel, Tau, Reif, Sonnen-ring, Mond-ring — grün / rot

Erdbodenzustand: trocken, feucht, ge-froren, Schnee-flecken, Schnee-decke — braun, grün / blau

Wachstum: Aus-saat, Auf-gang, erste Blätter, erste Blüte, Voll-Blüte, Ende d. Blüte, Frucht, Schnitt, Ernte, Laub-fall — rot / grün / rot / braun

Wind: 0Bft, W 1Bft, N 2Bft, E 3Bft, SW 9Bft, W 10Bft, NW 12Bft

Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt

LR(101)

[Island 1990]

[Wetterübersichtsbogen Format DIN A2] [Westermann'sche Lehrmittel; 1]

Wetterübersicht

98.312

Ort: Monat: Jahr:

Datum:	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
Sonnenschein vorm.																															
nachm.																															
Wind und Bewölkung vorm.	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
nachm.	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Wetter vorm.																															
nachm.																															
Erdbodenzustand																															
Niederschlag in mm																															
vielj. Mittel:																															
Monatssumme:																															
Luftdruck in hPa																															
vielj. Mittel:																															
Monatsmittel:																															
Temperatur in °C																															
vielj. Mittel:																															
Monatsmittel:																															
Pflanzenwachstum																															
Pflanzenart																															

Sonnenschein (gelb): ver-einzelt; zeit-weise; dau-ernd

Bewölkung: wolkenlos; einzelne Wolken; 1/4 bedeckt; 1/2 bedeckt; 3/4 bedeckt; einzelne Wolken-lücken; be-deckt

Wetter: Regen; Schnee; Nieseln; Wetter leuchten; Ge-witter; Regen-bogen; Nebel; Tau; Reif; Sonnen-ring; Mond-ring (grün / rot)

Erdbodenzustand: trocken; feucht; ge-froren; Schnee-flecken; Schnee-decke (braun grün / blau)

Wachstum: Aus-saat; Auf-gang; erste Blätter; erste Blüte; Voll-Blüte; Ende d. Blüte; Frucht; Schnitt; Ernte; Laub-fall (rot / grün / rot / braun)

Wind: 0Bft; W 1Bft; N 2Bft; E 3Bft; SW 9Bft; W 10Bft; NW 12Bft

DMD Offenbach / Bibliothek
B23036528

[Stand 1990]

LR (101)

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

NR. 5 b

DIE WETTERKARTE VOM 5. AUGUST 1949, 18 UHR

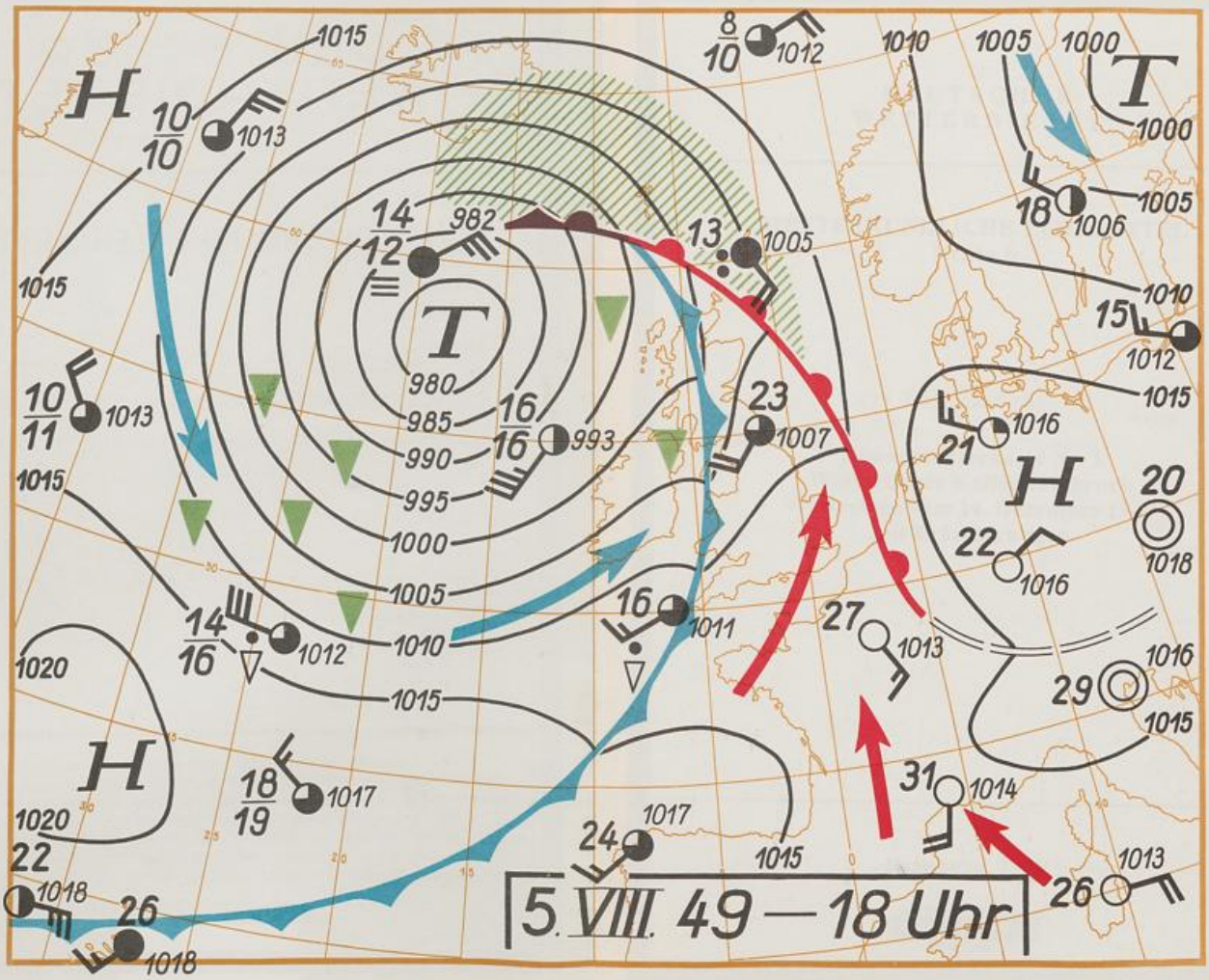
Erläuterungen zur Auswertung der Lehrwandtafel im Unterricht.

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach/M.
dü 67.1263

Der Deutsche Wetterdienst bearbeitet in seinem Sonderreferat Unterricht und Lehrmittel solche wetterkundlichen Stoffe, die als Anregung oder Hilfe für den praktischen Unterricht in der Wetterkunde gedacht sind.

Die Herausgabe derartiger Lehrstoffe läßt im übrigen dem Lehrer die volle Freiheit über den Umfang und die Art der Behandlung im Unterricht. Eine stoffliche oder lehrplanmäßige Bindung wird mit der Herausgabe dieser Lehrstoffe nicht angestrebt.

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036494
LR C 101)


H
T
H
H
T
5. VIII. 49 — 18 Uhr

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach/M.
5. MAI 1967

Wetterkundliche Lehrmittel Nr. 5 b

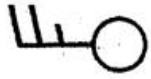
Die Wetterkarte des 5.August 1949 18^{00} MGZ(Erläuterungen).

Der 5.August 1949 war in Deutschland ein sommerlich heiterer Tag;bei geringer Bewölkung herrschte Sonnenschein. Die Temperaturen lagen am späten Nachmittag nördlich der mitteldeutschen Gebirge bei 20-22 Grad Celsius.- Im Alpenvorland betrugen sie abends immer noch 29 Grad Celsius. Dabei herrschte Windstille, oder es wehten leichte Winde. Auch über großen Teilen Frankreichs war der Himmel heiter bis wolkenlos. Bei leichter Süd - bis Südost- Strömung hielten sich hier die Temperaturen bei 30 Grad Celsius.
An diesem Tag überschritt eine W a r m f r o n t die Britischen Inseln und die Nordsee. Der Warmluftsektor reichte weit über Schottland hinaus.Die Warmluft erzeugte verbreitet Niederschlag mit anhaltendem L a n d r e g e n +),der sich rasch gegen Island hin ausbreitete. Ihr nachfolgend hatte die zugehörige K a l t f r o n t Irland bereits überquert.
Fronten und Regen gehörten zu einem T i e f ,das über den Nordatlantik gezogen war; der Kern des Tiefs lag an diesem Abend zwischen Irland und Island.
Aus den zahlreichen Wettermeldungen haben wir die Beobachtungen von 22 Festlandstationen und Wetterschiffen herausgesucht.Sie sind mit einem bescheidenen Teil ihrer Gesamtmeldung in unserer Lehr-Wetterkarte (Maßstab 1 : 5 Millionen, 1 cm = 50 km) eingetragen.

Ausarbeitung der Wetterkarte.

Das Blatt : 5.August 1949 enthält die Eintragungen unserer Auswahl von 22 Stationen, wie sie die tägliche Wetterkarte ebenfalls zeigt. Es werden - in dieser Reihenfolge - eingezeichnet:

Windrichtung und Stärke:



Westwind Stärke 5



Windstille

die Windpfeile fliegen mit dem Wind, die Befiederung gibt die Staerke des Windes in Beaufortgraden an. Bei Windstille"weist die Station anstelle des Windpfeiles einen weiteren Kreis um den Stationskreis auf.

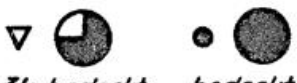
Bedeckung:



3/4 bedeckt

die Schätzung der Gesamtbewölkung ist in Vierteln der sichtbaren Himmelsfläche eingetragen.

Niederschläge usw.:

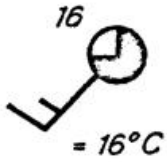


3/4 bedeckt Schauer *bedeckt Regen*

Regen,Schnee,Schauer,Hagel,auch Nebel sind mit den üblichen Wetterdienst - Symbolen neben der Station eingetragen.

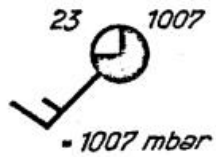
+) Unter Landregen verstehen wir den gleichmäßig fallenden Regen, der aus geschlossenen dichten Wolkenmassen stundenlang in ziemlicher Gleichmäßigkeit herausfällt; man kann daher in einer Übertragung dieses über Land gewonnenen Bildes auch dann von "Landregen" sprechen,wenn er über See beobachtet wird.

Temperatur:



sie ist in "Grad Celsius" der Station beigeschrieben. Schiffe melden die Temperatur der Luft und des Oberflaechenwassers. Bei ihnen stehen daher zwei Angaben der Temperatur, und zwar über dem Bruchstrich die Temperatur der Luft, darunter die Temperatur des Wassers. Diese Angaben lehren uns, ob die Luft wärmer oder kälter als das Seewasser ist. Die Luftströmungen auf grossen Wasserflächen gleichen ihre Temperatur dem Wasser an. An den Temperatur- Differenzen lesen wir also ab, ob ueber einer Wasserfläche wärmere(Warmluft)oder kältere(Kaltluft) lagert oder fließt.

Luftdruck:



Die Verteilung des Luftdruckes wird durch die Isobaren (Linien gleichen Luftdruckes) herausgehoben. Die Luftdruck-Angaben der Stationen sind-auf den Meeresspiegel umgerechnet- noch einmal in Zahlen angeschrieben. Die Werte sind in Millibar eingetragen (750 mm Quecksilbersaeule entsprechen 1 ooo mbar Druck, mithin stellt 1 mbar 1/1ooo einer natuerlichen Atmosphäre dar, 3/4 mm Quecksilbersaeule = 1 mbar). Die Luftdruckwerte an den Stationen sollen uns einen Anhalt geben, wie die Konstruktion der Isobaren durch den Meteorologen vorgenommen worden ist. Im Wetterdienst stehen natürlich zur Konstruktion dieser Linien sehr viel mehr Werte zur Verfuegung, als in unserem Beispiel eingetragen sind. Dementsprechend ist der Meteorologe auch in der Lage, Feinheiten im Verlauf dieser Kurven herauszuarbeiten, die ihm dann ueber gewisse Vorgänge in der Lufthülle unterrichten.

Unsere Wetterkarte vom 5.August 1949 zeigt zwischen Irland und Island ein ausgedehntes Gebiet geschlossener - nahezu kreisförmiger - Isobaren. Jeder Isobare ist der im Meeresniveau herrschende Luftdruck in Millibar zugeschrieben. Würden wir uns mit einem Barometer im Augenblick der Wetterbeobachtung, also am 5. August 1949 um 18 Uhr auf einer solchen Isobare bewegen, so würde das Barometer immer seinen gleichen Stand behalten; dabei hätten wir auch - immer auf unserer rechten oder linken Seite, je nach unserer Gehrichtung - höhere oder niedrigere Luftdrucke; jedes Abweichen von der Isobare würde sich daher in einem Steigen oder Sinken unseres Barometers anzeigen.
Ein Schiff nahe dem Zentrum dieses Gebildes hat bei Nordostwind Staerke 5 einen Luftdruck von 9 8 2 mb beobachtet. Danach liegt nach dem barischen Windgesetz der Kern des niedrigen Barometerstands - ein T i e f (T) - links voraus; das Zentrum dieses Tiefs wird umschlossen von einer Isobare mit dem Luftdruck 980 mbar. Die geschlossenen Isobaren der nach außen hin höheren, d.h.zunehmenden Luftdrucke reichen bei unserem Beispiel bis zum Wert 1 0 1 0 mbar.
Die Windbeobachtungen im Bereich dieses Tiefdruckgebietes zeigen uns, wie die Strömung allseitig das Kerngebiet umkreist: das Tiefdruckgebiet, das wir hier vor uns haben, ist also gleichzeitig eine Zyklone, das heißt: ein Strömungsgebilde mit nahezu kreisfoermiger Anordnung der herrschenden Winde. Je nachdem wir daher die Druckverteilung oder das Strömungsbild betrachten, sprechen wir von einem Tiefdruckgebiet oder von einer Zyklone.

Nach Südwesten hin und über Mitteleuropa sind h ö h e r e Barometerstände, d.h.stärkerer Sruck der Luft auf den Boden beobachtet. Dementsprechend sind diese Gebiete in ihrem Kern mit H o c h (H) bezeichnet.
Im Bereich der Zyklone zeigen die Stationsmeldungen teilweise beträchtliche Unterschiede in der Lufttemperatur. Ueber England-Schottland werden Thermometerstaende von 23 Grad Celsius beobachtet.Der Wind weht hier aus Südwest mit Stärke 4.Nördlich von Schottland weist die Station auf den Shetland-Inseln jedoch nur 13 Grad Celsius auf. Bei völlig bedecktem Himmel fällt hier anhaltend L a n d r e g e n . Dieser Temperaturgegensatz, die Änderung im Wetter und auch in der Windrichtung erlaubt uns,hier eine Grenze zwischen kühleren Luftmassen mit reichlicher Bewölkung und Regen und warmer Luft mit aufgerissener Bewölkung zu ziehen. In unserer Wetterkarte ist sie durch eine Doppellinie mit regelmässig angesetzten Halbkreisen ausgeführt. Diese Doppellinie mit Halbkreisen stellt die W a r m f r o n t dar. Wir füllen Doppellinie und Halbkreis rot aus, damit diese Grenze der aus Südwesten anströmenden wärmeren Luft gegen die davorliegende kühlere Luft herausticht. Weiter merken wir uns, dass diese Zeichnung mit ausgefuellten Halbkreisen immer andeutet,daß sich hier anströmende Warmluft, die in der Regel auch verhältnismässig feucht ist, bis zum Boden durchgesetzt hat.
Das Gebiet mit Warmluft ist auf unserer Karte nicht sehr groß. Schon die Stationen auf Irland setzen sich mit Lufttemperaturen von etwa 16 Grad Celsius stark gegen die Lufttemperaturen über England-Schottland ab. Die Bewölkung ist noch weiter zurückgegangen. An der Suedwestspitze von England meldet eine Station Regen bei 3/4 bedecktem Himmel; aus unserer Erfahrung wissen wir, dass ein solcher Regen nur kurze Zeit dauert; wir nennen ihn S c h a u e r. Die Abgrenzung, die der Meteorologe zwischen warmer Luft über England-Schottland und der südwestlich davon nachrückenden kühlen Luft mit Schauerbewoelkung und Regenschauern durch eine Doppellinie mit angesetzten Ecken vorgenommen hat, nennen wir K a l t f r o n t. Wir füllen auf unserem Blatt Doppellinie und Ecken blau aus. Wir merken uns wieder, daß eine solche mit ausgefuellten Ecken besetzte Linie auf der Wetterkarte immer anzeigt, dass im Sinne der herrschenden Strömung h i n t e r dieser Kaltfront kuehlere Luft - in der Regel mit aufgerissener Schauerbewölkung und Regenschauern - nachdrängt.
Je weiter wir in unserer Zyklone gegen die herrschende West- und Nordwestströmung zurückgehen, desto niedrigere Temperaturen beobachten wir; die von den Schiffen gemessenen Lufttemperaturen liegen 1 bis 2 Grad unter der Temperatur der obersten Wasserschicht. Die Windrichtung ist auf Westnordwest bis Nordwest gegangen;die Windgeschwindigkeit hat bisweilen Stärke 6 erreicht. Wir schliessen aus dem Vergleich der Luft- und Wassertemperaturen, dass(aus Nordwest) kühlere Luft über das Wasser hereinstreicht,die noch keine Zeit gefunden hat,die Temperatur ihrer Unterlage,nämlich der Wasseroberfläche anzunehmen.
Schiffe südwestlich des Kerns unserer Zyklone melden Regenschauer, wie das eingetragene Beispiel zeigt. (Schiffsorte werden nach geographischer Breite und geographischer Länge angegeben. Unser Beispiel zeigt das Wetterschiff auf 48° nördlicher Breite und 24° westlicher Länge). Dementsprechend sind im Sektor südwestlich des Zyklonenzentrums Dreiecke eingezeichnet,die auf der Spitze stehen: sie sind das Zeichen dafür, dass in diesem Gebiet rasch wechselnde (Q u e l l-)Bewölkung und kräftige S c h a u e r auftreten.

Die Kaltfront, die wir blau eingetragen haben, reicht weit südlich.Sie geht um 18 Uhr über die Azoren hinweg.Zwei benachbarte Inselstationen weisen hier Temperatur-Unterschiede von 4 Grad Celsius auf:südlich der Front hat die andere Station 26 Grad Celsius bei leichtem Südwestwind,aber völlig bedecktem Himmel. Die Station nördlich der Front zeigt bei halb bedecktem Himmel und Ostwind Stärke 5 nur 22 Grad Celsius. Eigentlich könnte man nach den Bewölkungsverhältnissen das Gegenteil erwarten;denn danach müsste eine Station mit nur halbbedecktem Himmel infolge der dann vermehrten Einstrahlung die höhere Temperatur haben. Der Verlauf der Kaltfront, die den Hochdruckkern im Südwesten unseres Kartenbildes in weitem Bogen umfaßt, gibt uns eine Vorstellung von der Gesamtstroemung, die aus noerdlichen Richtungen kühlere und wolkenwärmere Luft weit nach südlichen Richtungen verfrachtet hat.
Wenn wir jetzt noch einmal die Temperaturverhaeltnisse im Kern unserer Zyklone betrachten,so finden wir die Beobachtung des Wetterschiffs auf 60° noerdlicher Breite und 20° westlicher Länge mit 14 Grad Celsius Lufttemperatur ueber 12 Grad Celsius Wassertemperatur. Hier ist also schon wärmere Luft von Nordosten her über das kuehlere Wasser geführt worden. Die hier herangeführte Luft ist auch feuchter, denn bei der Beruehrung mit der kühleren Wasseroberfläche kuehlt sie sich bis zum Taupunkt ab, und es bildet sich, wie zu erwarten und wie hier gemeldet, N e b e l.
Die Lufttemperatur bei diesem Schiff liegt um 9 Grad Celsius niedriger als die Lufttemperaturen im Warmluft-Sektor über England-Schottland. Sie liegt aber höher als die Temperatur vor der Warmluft, wo auf den Shetland - Inseln nur 13 Grad Celsius gemessen worden sind. In diesen noerdlichen Teil der Zyklone ist also bereits Warmluft geflossen, die sich mit Kaltluft nördlicher (p o l a r e r) Herkunft vermischt hat.Dieser Vorgang schreitet in dem Maß fort,wie die Zyklone altert,bis schließlich derartige Mischluft den ganzen Kern umflossen hat.Der ursprünglich vorhandene Warmluft-Sektor ist dann nach oben abgehoben und läßt sich nur noch durch Messungen in der Höhe feststellen.Man nennt dieses Lebensstadium der Zyklone, wo die Kaltfront die Warmfront eingeholt hat,Abschnürung der Warmluft oder O k k l u s i o n. Das Kennzeichen der Okklusion als Hoehenfront bilden Halbkreise und Dreiecke,die an der Frontlinie nebeneinander gestellt sind.Wir legen diese O k k l u s i o n s f r o n t violett an.
Entsprechend der jeweiligen Strömungsrichtung sind in die Wetterkarte Strömungspfeile eingezeichnet. Zur Unterscheidung warmer und kalter Strömung legen wir sie rot bezw. blau an. Ein solcher Strömungspfeil ist in unserer Karte auch über Skandinavien eingezeichnet. Er weist auf die Kaltluft hin,die dort in einem abziehenden Tiefdruck-Gebiet aus Nordwesten nachfließt (R ü c k s e i t e n k a l t l u f t).
Die Warmfront unseres Kartenbeispiels ist nach Osten hin über Frankreich und Deutschland unterbrochen und ohne Signatur weitergezeichnet. Noerdlich dieser Begrenzung,die in das Hoch hineinführt, liegen die Temperaturen wenig ueber 20°Celsius; südlich davon reichen sie bis an 29° Celsius heran. Die Verlängerung der Warmfront wird gekennzeichnet als L u f t m a s s e n g r e n z e, die innerhalb des Hochdruckgebietes nördliche kühlere Luft von südlicher wärmerer Luft trennt,ohne dass Massenbewegungen gegeneinander auftreten und ohne dass auch Niederschlag ausgeloest wird.
Entsprechend der Luftdruckverteilung im Hoch ist die Strömung nur schwach. Einige Stationen melden hier Windstille.

5. MAI 1967

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 6b

HANDREICHUNG FÜR DEN LEHRER

zur Übungswetterkarte Nr. 1

(Winterlicher Kaltlufteinbruch)

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach/M.
2ü
67.1263

Der Unterricht in der Wetterkunde soll den Zusammenhang zwischen den am Heimatort zu beobachtenden Wettererscheinungen mit dem in einem grösseren Raum – im wesentlichen also in Europa und den angrenzenden Meeresgebieten – ablaufenden Wettergeschehen vermitteln. Voraussetzung für das Verständnis der Wetterkarte ist eine grosszügige Kenntnis der Geographie Europas, insbesondere die Verteilung von Land und Meer und die Anordnung der grossen Gebirgszüge. Von Wichtigkeit ist ausserdem eine gewisse Vorstellung von der Lage des Golfstromes sowie von den eisbedeckten und eisfreien Zonen des Nordmeeres.

Stationsmeldungen

Grundlage der Wetterkarte sind die Beobachtungen der einzelnen Stationen, von denen in der beigegebenen Übungswetterkarte (wie auch in der täglich erscheinenden Wetterkarte) nur eine geeignete Auswahl erscheint, um die wesentlichen Vorgänge hervortreten zu lassen. Aus dem gleichen Grund ist bei jeder Station nur ein Teil der tatsächlich gemeldeten Beobachtungswerte in der Art der angefügten Erläuterungen eingetragen: Himmelsbedeckung, Windrichtung und -stärke, Lufttemperatur und soweit vorhanden besondere Wettererscheinungen wie Niederschlag, Nebel u.a. Ein erster Blick über diese Eintragungen lässt schon Wesentliches erkennen: Gebiete mit geschlossener Bewölkung oder mit heiterem Himmel, windschwache Zonen (z.B. die Britischen Inseln) und Gegenden, wo mehr oder weniger starke Winde wehen, schliesslich die zusammenhängenden Niederschlagsgebiete, die wegen ihrer Wichtigkeit durch eine, auf dem vollständigen Material basierende Schraffur hervorgehoben sind. Ausserhalb dieser geschlossenen Niederschlagszonen treten auch einzelne, schauerartige Niederschläge auf, die aus den Stationsmeldungen zu ersehen sind. Eine solche unregelmässige Verteilung ist auch bei den anderen Wetterelementen festzustellen: Bewölkung, Temperatur und Winde weisen selbst in einheitlichen Luftmassen gelegentlich starke Schwankungen von Ort zu Ort auf. Diese Streuung ist allgemein für die Natur der Wettererscheinungen charakteristisch, und eine wichtige Aufgabe besteht darin, die wesentlichen Vorgänge zu erfassen und die Abweichungen zu deuten.

Luftdruck und Luftbewegung

Die Verteilung des Luftdrucks, dessen Einzelwerte in den Übungskarten nicht erscheinen, ist durch Isobaren dargestellt, die in Abständen von 5 mb gezeichnet sind. Die Bedeutung des Isobarenbildes liegt neben der Festlegung der einzelnen Hoch- und Tiefdruckgebiete mit ihren Keilen und Ausläufern vor allem in der Darstellung der Luftströmung, die nach dem barischen Windgesetz annähernd parallel den Isobaren verläuft und umso stärker ist, je enger die Isobaren aneinanderliegen. Unter Strömung ist dabei die mittlere Bewegung einer mehrere Hundertmeter mächtigen Luftmasse zu verstehen. Die eingezeichneten, nur wenige Meter über dem Erdboden gemessenen Winde (auch Kirchturmshöhe ist keineswegs als ungestört anzusehen) weichen je nach der örtlichen Umgebung der Station in Richtung und Stärke mehr oder weniger von der allgemeinen, meist recht gleichmässigen Strömung ab, ähnlich wie der Wind in den Strassen einer Stadt unregelmässig aus verschiedenen Richtungen zu wehen pflegt. Dagegen nimmt z.B. ein Luftballon, der über die Stadt hinweg schwebt, seinen Weg annähernd gradlinig. Zur Veranschaulichung ist die Bewegung der Hauptluftmassen durch (bei Kaltluft ausgefüllte, bei Warmluft schraffierte) Strömungspfeile hervorgehoben.

Fronten und Niederschläge

Die andere, in gleicher Weise wichtige Aufteilung der Wetterkarte geschieht durch Frontenzüge (Warmfront, Kaltfront und die durch Zusammenlauf beider entstehende "Okklusion"=Zusammenschluss), die Luftmassen verschiedener Herkunft gegeneinander abgrenzen. Eine Warmfront ist dort gezeichnet, wo eine warme Luftmasse gegen eine vor ihr liegende kältere Luft vordringt (Beispiel: Shetland-Inseln mit Temperaturanstieg von 1° auf 8° vom 14. zum 15.). Erfolgt dieses Vordringen rasch genug, so dass

DWD Offenbach / Bibliothek
B23029442
LR (101)

die Kaltluft nicht vorher abfliessen kann, dann kommt es zum Aufgleiten und damit zu verbreitetem, meist gleichmässigem Niederschlag ("Landregen" bzw. Schneefall). Umgekehrt spricht man von einer Kaltfront, wenn sich eine kalte, spezifisch etwas schwerere Luftmasse unter eine wärmere schiebt (Beispiel: Berlin vom 13. zum 14. mit Temperaturrückgang um 8°), wobei es häufig zu ungleichförmigen, schauerartigen Niederschlägen, im Sommer vielfach auch Gewittern kommt. Die Okklusion hat je nach dem Temperaturunterschied zwischen den davor liegenden und nachfolgenden Luftmassen Warmfront- oder Kaltfrontcharakter. Ein Blick auf die Wetterkarte zeigt, dass die Niederschlagsgebiete meist streifenförmig an den Fronten liegen, wo es durch das Gegeneinanderströmen verschiedener Luftmassen zu Aufwärtsbewegungen und damit zur Kondensation kommt. Unabhängig von Fronten treten vor allem an Gebirgen Niederschläge auf, wenn eine genügend feuchte Luftmasse gegen die Hänge anströmt und so durch Hebung und Abkühlung zum Ausregnen oder -schneien gebracht wird (z. B. Südostküste von Grönland am 14.).

Wetterlage vom 13. Dez. 1947, 4 Uhr

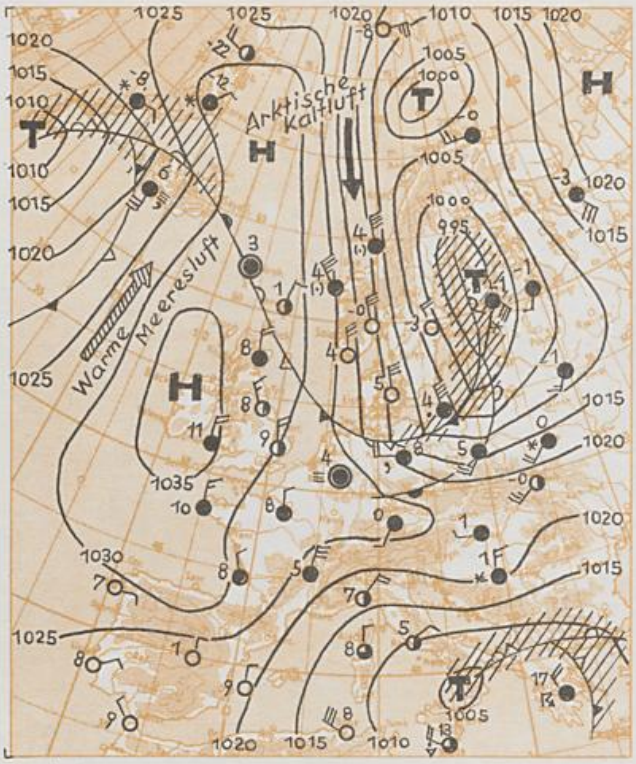


Abb 1

Wetterlage vom 15. Dez. 1947, 4 Uhr

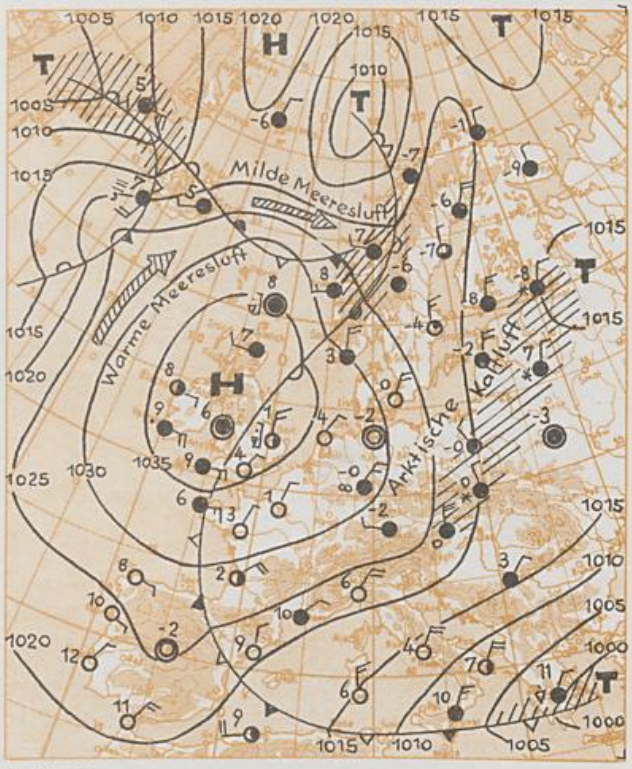


Abb. 2

Vorgeschichte des Kaltlufteinbruches

Die vorliegende Serie von Wetterkarten zeigt den Übergang zu winterlichem Wetter um Mitte Dezember 1947, nachdem die erste Hälfte des Monats im Durchschnitt zu mild ausgefallen war. Aus südwestlichen bis westlichen Richtungen war nach Mitteleuropa immer wieder Meeresluft gelangt, in der bei starker Bewölkung die Temperaturen meist einige Grad über dem Gefrierpunkt lagen. Am 9. Dezember hatte sich über den Britischen Inseln ein Hochdruckgebiet aufgebaut, das sich in den folgenden Tagen als recht beständig erwies und insofern eine Änderung der Grosswetterlage bewirkte, als die atlantischen Tiefdruckgebiete nach Nordeuropa abgelenkt wurden und deshalb Mitteleuropa nur mit ihren südlichen Frontausläufern streifen konnten. Am 12. Dezember überquerte Norddeutschland eine Warmfront, hinter der es noch einmal ungewöhnlich mild wurde und die Temperaturen auf 7 - 8 Grad anstiegen. Am 13. Dezember (Abb. 1) verlief sie vom deutschen Mittelgebirge über Polen hinweg zu einem kräftigen Tief, das sich in vorangegangenen 24 Stunden über Skandinavien entwickelt hatte. Gleichzeitig hatte sich das britische Hoch durch einen Keil nach

Grönland ausgeweitet. Auf diese Weise kam es zur Ausbildung einer ausgedehnten und ziemlich kräftigen nördlichen Strömung, mit der die im Nordmeer bereitliegende arktische Kaltluft über Südskandinavien hinweg in Bewegung gesetzt wurde. Damit war der Kaltlufteinbruch, der das Wetter der nächsten Tage bestimmte, eingeleitet.

Kältebeginn in Mitteleuropa

Als Übungswetterkarte für den Schüler ist der 14. Dezember ausgearbeitet worden, also der Tag, an dem die Kaltluft Mitteleuropa gerade überflutet hat. Über den Britischen Inseln liegt, gegenüber dem Vortag leicht verstärkt, ein umfangreiches Hochdruckgebiet, in dessen Bereich innerhalb der Meeresluft allgemein bedecktes, teilweise nebliges oder stark dunstiges Wetter herrscht. In winterlichen Hochs kommt dieses trübe Wetter in der Niederung häufig vor. Die Wolkenschicht ist aber meist nur flach, so dass in höheren Lagen (Mittel- und Hochgebirge) der Himmel heiter ist. Im Sommer dagegen geht hoher Luftdruck in den meisten Fällen mit geringer Bewölkung einher.

Das am Vortag über Finnland gelegene Tief ist nach Südosten gezogen und auch in seinem Bereich herrscht starke Bewölkung vor, aus dem an einzelnen Orten Schnee fällt. Zwischen diesen beiden beherrschenden Luftdruckgebilden hat sich die Nordströmung bis in die Nähe der Alpen und zum nördlichen Balkan durchgesetzt und damit kältere Luft nach Deutschland einfliessen lassen. Die etwa 1000 km lange Strecke von der deutschen Ostseeküste bis nach Südungarn hat die Kaltluft in 24 Stunden zurückgelegt. Das entspricht einer mittleren Geschwindigkeit von rund 40 km/h oder 22 Knoten. Tatsächlich melden die Stationen im Ostseeraum über dem östlichen Mitteleuropa Windstärken von 15 - 30 Knoten, so dass diese Winde mit der durchschnittlichen Geschwindigkeit der Luftmasse recht gut übereinstimmen. Weiter nach Westen in der Nähe des Hochdruckgebietes sind Frontgeschwindigkeit und Windstärken geringer.

Die mit Radiosonden durchgeführten Aufstiege von Erlangen (Abb. 3) zeigen, dass die Abkühlung vom 13. zum 14. Dezember hauptsächlich in 1 - 3 km Höhe eingetreten ist, während in den tieferen Schichten die Temperaturänderungen zunächst gering bleiben. Bis zum nächsten Tage setzt sich die Abkühlung auch weiter unten und in grösseren Höhen durch; die Kaltluft ist also kein einheitliches Ganzes, sondern schichtweise aufgebaut. Innerhalb der Kaltluft kommt es in dem Streifen zwischen Hamburg und Budapest, der am Vortag bedeckt war, zu Aufheiterung, während in Süd- und Westdeutschland in der Nähe der Kaltfront die Bewölkung noch geschlossen bleibt. Bei Köln wird sogar ein Schauer beobachtet.

Die in der Wetterkarte enthaltenen Bodentemperaturen, die einheitlich in Thermometerhütten in 2 m Höhe gemessen werden, zeigen oft recht unterschiedliche Werte, weil sie stark von den örtlichen Verhältnissen der betreffenden Station abhängig sind. So meldet z. B. Marseille, obwohl es von der nördlichen Kaltluft am 14. Dezember früh sicher noch nicht erreicht ist, leichten Frost, der bei klarem Himmel und völliger Windstille in der langen Winternacht durch Ausstrahlung entstanden ist, sich aber nur auf die untersten Luftschichten beschränkt. Aus den Aufstiegen von Paris, Erlangen und Stockholm ist er-

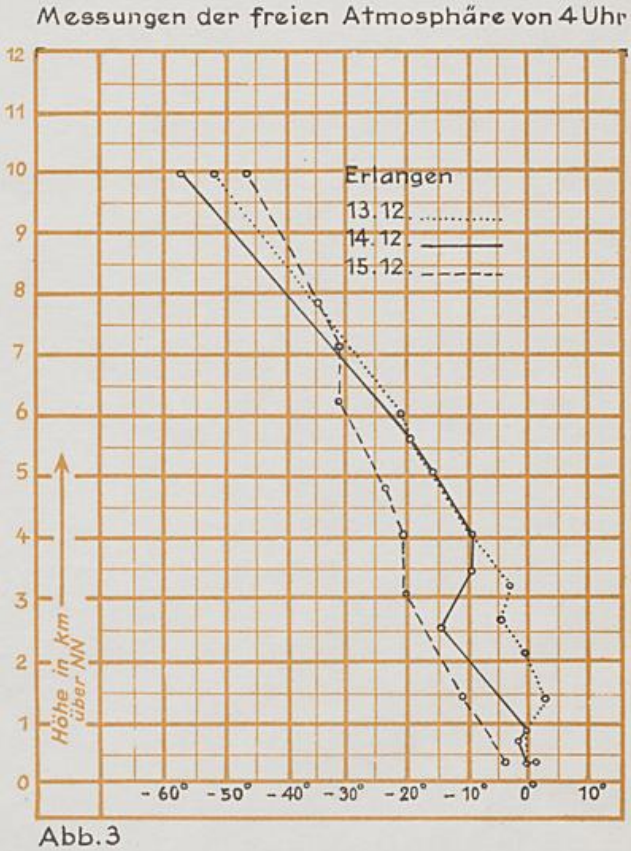


Abb. 3

sichtlich, dass oberhalb 1 km Höhe die Temperaturunterschiede merklich grösser sind als unten, weshalb die Messungen aus der freien Atmosphäre zur Auffindung der Fronten besonders wichtig sind.

Fortgang und Abschluss der Kälteperiode

Dem Kaltluftstrom über Europa stand ein auf Island gerichteter Warmluftstrom über dem atlantischen Ozean gegenüber. Ein schmaler Sektor dieser warmen Meeresluft gehörte zu einer bis nach Ostgrönland mit einem grossen Schneefallgebiet vorgedrungenen Störung. Diese schwenkte bis zum 15. Dezember nach Südnorwegen um (Abb. 2) und rief am nächsten Tage auch im westlichen Deutschland verbreitete Schneefälle hervor, wobei sich aber die wärmere, in weitem Umweg von Nordwesten gekommene Luft nur in höheren Schichten bemerkbar machte und die untere Kaltluft nicht wegzuräumen vermochte. Damit schritt die Einwinterung fort. Es entstand eine geschlossene Schneedecke, über der in den nachfolgenden klaren Nächten verbreitet Fröste unter -10^{o}, stellenweise bis nahe -20^{o} auftraten. Dieses Winterwetter fand erst nach dem 20. Dezember sein Ende, indem das um Monatsmitte nach Norden ausgeweitete britische Hoch wieder eine südlichere Lage einnahm und die europäische Nordströmung durch mehr westliche Luftzufuhr abgelöst wurde.

5. MAI 1967

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 6d

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach/M.

Dü 67.1263

HANDREICHUNG FÜR DEN LEHRER

zur Übungswetterkarte Nr. 2

(Tiefdruckgebiet über der Nordsee)

Nachdem der Italiener Torricelli um 1650 die Druckwirkung der atmosphärischen Luft entdeckt und mit Hilfe eines Quecksilberbarometers gemessen hatte, wurde man bald auf einen gewissen Zusammenhang des Luftdruckes mit den Wettererscheinungen aufmerksam. Der Magdeburger Bürgermeister Otto v. Guericke war der erste, der das Barometer als "Wetterglas" benutzte und die damit verknüpften, heute noch weit verbreiteten Regeln aufstellte. Bei tiefem Luftdruck, angezeigt durch niedrigen Barometerstand, treten häufig starke Bewölkung, Niederschläge und lebhafte Winde auf, üblicherweise mit "Schlechtwetter" bezeichnet. Bei hohem Luftdruck dagegen ist das Wetter im allgemeinen ruhig, trocken und vielfach wolkenarm, so dass man von "schönem Wetter" spricht Bei mittlerem Luftdruck steht das Barometer auf "Veränderlich", womit beide Möglichkeiten offengelassen sind und je nach Fallen oder Steigen die eine oder andere erwartet wird.

Die alltägliche Erfahrung zeigte jedoch, dass die genanten Zusammenhänge keineswegs zuverlässig sind, sondern nur eine gewisse Wahrscheinlichkeit für sich haben. Etwas klarer wurden die Zusammenhänge, als man im 19. Jahrhundert mit der kartenmässigen Zusammenstellung von Wetterbeobachtungen begann. Anfangs wurde in die Wetterkarten in erster Linie die Luftdruckverteilung eingezeichnet. Diese zeigt häufig abgeschlossene Tiefdruck- und Hochdruckgebiete, die sich mehr oder weniger rasch fortbewegen, aber dabei unter allmählicher Formveränderung einige Zeit bestehen bleiben und mit dieser Erhaltungsneigung zur Wettervorhersage dienen können. Bereits die ersten Luftdruckkarten liessen erkennen, dass der Wind immer annähernd parallel den Isobaren weht (barisches Windgesetz). Die Isobarenkarten vermitteln also ein Bild von Richtung und Stärke der Luftströmung (z.B. Sturmzentren), stehen aber - wie der örtliche Barometerstand - mit den übrigen Wettererscheinungen nur in weitläufigem Zusammenhang. Erst als im 2. Jahrzehnt unseres Jahrhunderts die "Fronten" entdeckt wurden, gelang es, die Vorgänge der Bewölkungs- und Niederschlagsbildung genauer zu erfassen und in ihrem zeitlichen Ablauf zu verfolgen. Etwa 10 Jahre später wurden mit den wachsenden Anforderungen des Flugverkehrs die regelmässigen Wetterbeobachtungen - anfangs mit Hilfe von Flugzeugen, später durch Einführung der Radiosonde - auch auf die freie Atmosphäre ausgedehnt und damit eine dreidimensionale Betrachtung der atmosphärischen Vorgänge ermöglicht. Bodenwetterkarten mit Isobaren und Fronten sowie Höhenwetterkarten sind das Rüstzeug der modernen Wetterkunde, und ein zeitgemässer Schulunterricht muss bestrebt sein, diesen Stand wenigstens in den Grundzügen zu vermitteln.

In den Tagen vom 17. - 19.3.1948 zeigt die Wetterlage den typischen Entwicklungsgang eines Tiefdruckgebietes von einer flachen Wellenstörung bis zur völligen Okklusion. Der Höhepunkt wird am 18. in Gestalt einer "Idealzyklone" erreicht (unter Zyklone versteht man ein Tief als Luftdruckgebilde mit dem zugehörigen Frontensystem), wie sie der Norweger v. Bjerknes in seiner Zyklonentheorie beschrieben hat und die sich am besten zur Demonstration der verschiedenen mit einem Tiefdruckgebiet (häufig auch "Störung" genannt) verbundenen Wettererscheinungen eignet.

Voraussetzung für die Bildung eines Tiefs ist stets das Zusammentreffen verschieden warmer Luftmassen. In unserem Beispiel strömt am Morgen des 17. kühle Meeresluft, die vom Nordwestatlantik herkommt, westlich von Irland annähernd parallel mit wärmerer und vor allem feuchterer, dem Azorenraum entstammender Luft in östlicher Richtung (Abb.1). Der Temperaturunterschied beider Luftmassen beträgt in den unteren Schichten etwa 4-6 Grad, ihre Abgrenzung ist als schwache Front ausgebildet, an der leichter Sprühregen beobachtet wird. Etwa 1000 km westlich der irischen Küste deutet sich ein flacher länglicher Tiefdruckkern von etwa 1012 mb an, der gerade dort liegt, wo sich die Luftmassengrenze zu einer leichten wellenförmigen Ausbuchtung deformiert hat. In diesem Stadium spricht man von einer "Wellenstörung", die häufig eng begrenzt und deshalb auf dem Ozean mit seinem weniger dichten Beobachtungsnetz nicht immer leicht zu erkennen ist. Ihre Kennzeichen sind schwache Winde, ein schmales, langgestrecktes Niederschlagsgebiet und fallender Luftdruck auf der Vorderseite.

DWD Offenbach / Bibliothek

B23036521

LR (101)

Am Abend des gleichen Tages hat sich der Tiefdruckkern auf 1005 mb verstärkt und die Irische See erreicht. Von ihm gehen Warmfront und Kaltfront schon annähernd rechtwinklig aus. Im Osten Englands fällt mässiger Regen, in Irland treten bereits schauerartige Niederschläge auf.

Bis zum Morgen des 18. ist der Luftdruck im Zentrum des Tiefs auf etwa 998 mb gefallen, und das ganze Gebilde hat 2000 km zurückgelegt , was einer Geschwindigkeit von etwa 80 km/h entspricht. Der Warmsektor bildet zum Tiefkern hin nur noch einen spitzen Winkel, beginnt sich also merklich zu verkleinern. Die Warmfront, die am Abend noch an der französischen Ostgrenze lag, hat sich bis zur Weser vorgeschoben, also nur mit 25-30 km/h. Diese gegenüber dem Tiefkern wesentlich geringere Geschwindigkeit findet ihre Er-

Wetterlage vom 17. März 1948, 4 Uhr

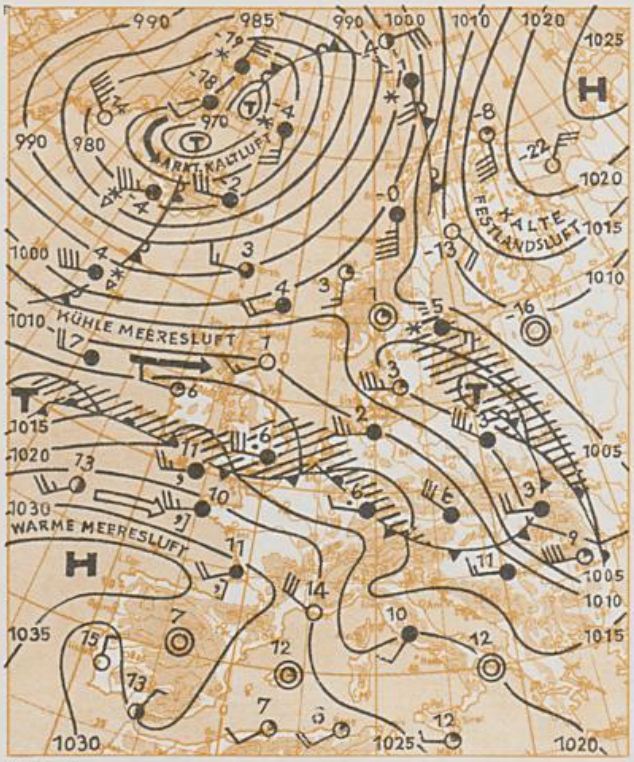


Abb. 1

Wetterlage vom 19. März 1948, 4 Uhr

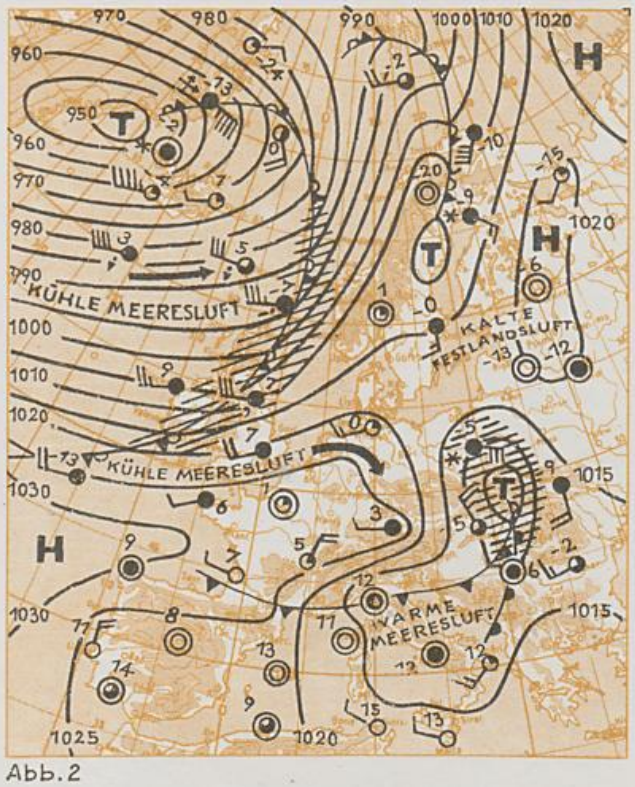


Abb. 2

klärung darin, dass das Fortschreiten des tiefsten Luftdruckes ein wellenförmiger Vorgang ist, der rascher verläuft als die Bewegung der umgebenden materiellen Teilchen, etwa in ähnlicher Weise wie die Wellen auf einer Wasseroberfläche die wirkliche Wasserbewegung an Geschwindigkeit weit übertreffen. Auch die Warmfront selbst rückt langsamer vor als die Winde in ihrer Umgebung; die Warmluft strömt nämlich durch die Front hindurch und gleitet dabei an der vorgelagerten Kaltluft wie auf einer schiefen Ebene in die Höhe. Die damit verbundene Hebung bedingt Abkühlung, Kondensation und schliesslich Niederschlagsbildung. Dementsprechend beginnt der Wolkenschirm weit vor der Warmfront in Höhen von 6-8 km als Cirrus, der über Cirro-Stratus in Altostratus und endlich in den mehrere Kilometer mächtigen Nimbostratus übergeht. Die Warmfront ist also die hintere Begrenzung des Aufgleitprozesses, der sich in der Höhe über der Kaltluft abspielt.

Im Warmsektor ist die Wolkendecke meistens geschichtet. Ob es zur Auflockerung kommt, hängt von der Feuchtigkeit der Warmluft und der Breite des Warmsektors ab. Wenn in der kalten Jahreszeit warme Meeresluft auf kältere Teile des Festlandes gelangt, bleibt die untere Wolkenschicht meistens geschlossen. Im Sommer herrscht dagegen im Warmsektor häufig freundliches und trockenes Wetter.

Wesentlich anders sind die Bedingungen an der Kaltfront. Die spezifisch schwerere Kaltluft schiebt sich mit der Geschwindigkeit der bodennahen Strömung unter die Warmluft und lässt sie je nach der Grösse des Temperaturunterschiedes mehr oder weniger kräftig emporstrudeln. Auch hierbei bilden sich Niederschläge aus der Warmluft heraus, aber wegen der ungleichmässigen Hebung in von Ort zu Ort oft sehr unterschiedlicher Intensität. Im Winter entstehen dabei mehr schauerartige Regenfälle oder, wie im vorliegenden Fall, auch kleinere zusammenhängende Niederschlagsgebiete. Im Sommer kommt es dagegen bei Einbruch der Kaltluft in die über Land noch zusätzlich erhitzte Warmluft leicht zu mächtiger, bis in die Eisregion reichender Haufenbewölkung und dabei zu heftigen Schauern und Gewittern.

Durch die verzögerte Bewegung der Warmfront und das demgegenüber raschere Vordringen der Kaltluft wird der Warmsektor laufend eingeengt, bis schliesslich die Warmfront von der Kaltfront eingeholt wird und das Stadium der "Okklusion" (="Zusammenschluss") eintritt, das vom Tiefkern aus seinen Anfang nimmt und allmählich in Richtung höheren Luftdruckes fortschreitet. Sobald der Okklusionsprozess einsetzt, ist der Höhepunkt der Tiefdruckentwicklung erreicht; das Tiefdruckzentrum beginnt si ch langsam aufzufüllen, die Niederschlagsgebiete werden kleiner und das Wolkenfeld neigt mehr und mehr zum Zerfall.

Unter Okklusion wird aber nicht nur der Vorgang des Zusammenklappens des Warmsektors verstanden, sondern meistens der dabei entstandene Frontenzug, der je nach dem Temperaturunterschied zwischen Vorder- und Rückseite der Zyklone Warmfront- oder Kaltfrontcharakter hat. In unserem Falle entsteht, wie die Radiosondenmessungen von Berlin und Valentia zeigen, eine Warmfrontokklusion. Im Sommer dagegen, wenn die Vorderseitenkaltluft auf dem Festland bereits stark erwärmt ("gealtert") ist und die Warmfront deshalb wenig in Erscheinung tritt, öfters nur als dünner Wolkenaufzug ohne jeden Niederschlag, wirkt sich die Okklusion als reine Kaltfront aus, die einen fühlbaren Temperaturrückgang mit sich bringt.

Von grosser Bedeutung für die Wettervorhersage ist die zukünftige Bewegung des Tiefs, die sich aus der Bodenwetterkarte nur undeutlich ersehen lässt. Denn es ist keineswegs sicher, dass der Tiefkern seinen bisherigen Kurs, der den Vorkarten zu entnehmen ist, beibehält, sondern es kommen häufig plötzliche Schwenkungen vor. Genaue Vorstellungen über die Bewegung der Tiefdruckgebiete ergaben sich erst, als das zunehmende Beobachtungsmaterial aus der freien Atmosphäre einen meist recht glatten Verlauf der Höhenströmung erkennen liess und man darauf aufmerksam wurde, dass die bodennahen Druckgebilde von der Oberströmung "gesteuert" werden. In unserem Beispiel biegt die Strömung in 5 km Höhe am 18. über Mitteleuropa deutlich nach Südosten um.

So zieht das Tief in den nächsten 24 Stunden mit etwa 60 km/h über Schlesien hinweg zu den Karpaten (Abb. 2) und ist einen Tag später völlig aufgelöst. Auf seiner Rückseite überflutet die von England her vorstossende kühle Meeresluft ganz Mitteleuropa. In dem sich entwickelnden Zwischenhoch stellt sich Wetterberuhigung ein und der Himmel heitert teilweise auf, so dass es in der Nacht zum 19. auch in Deutschland wieder örtlich zu Nachtfrost kommt.

Verfolgt man die Stationsmeldungen am Morgen des 18. entlang der Isobare 1015 mb, die etwa 761 mm, also einem mittleren Luftdruck entspricht, bei dem das Barometer auf "Veränderlich" steht, dann findet man in Irland klares, kühles und ruhiges Wetter, in Frankreich bei mässigen Winden trübes, mildes Wetter, im mittleren Deutschland Regen und weiter im Osten trockenen Frost, also annähernd die ganze Skala von "Schön" bis "Schlecht" und von "Kalt" bis "Warm". So zeigt diese Wetterlage schon zu einem einzigen Termin und noch viel mehr in ihrem zeitlichen Ablauf, wie die einzelnen Wettererscheinungen in erster Linie aus dem Zusammenwirken verschiedener Luftmassen entstehen und wie das Luftdruckfeld nicht unmittelbar, sondern nur über die Bewegung der Luftmassen auf das Wettergeschehen einwirkt.

DEUTSCHER
WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 3

Insel-, Küsten- und Binnenlandklima

DWD Offenbach / Bibliothek
B23029427

Seewetteramt
Hamburg 1993

LR (101)

Ungenehmigter Nachdruck, auch auszugsweise, verboten

Druck und Verlag, Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt

10. März 1993

DEUTSCHER WETTERDIENST

551.582.2 : 551.588 (071

161005

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 3

Insel-, Küsten- und Binnenlandklima

1. Temperatur - Schnitt Helgoland - Löningen

2. Der Jahrgang des Luftdrucks, der Temperatur und des Niederschlags auf einem Schnitt von der Nordsee nach Südosten bis zur Oder

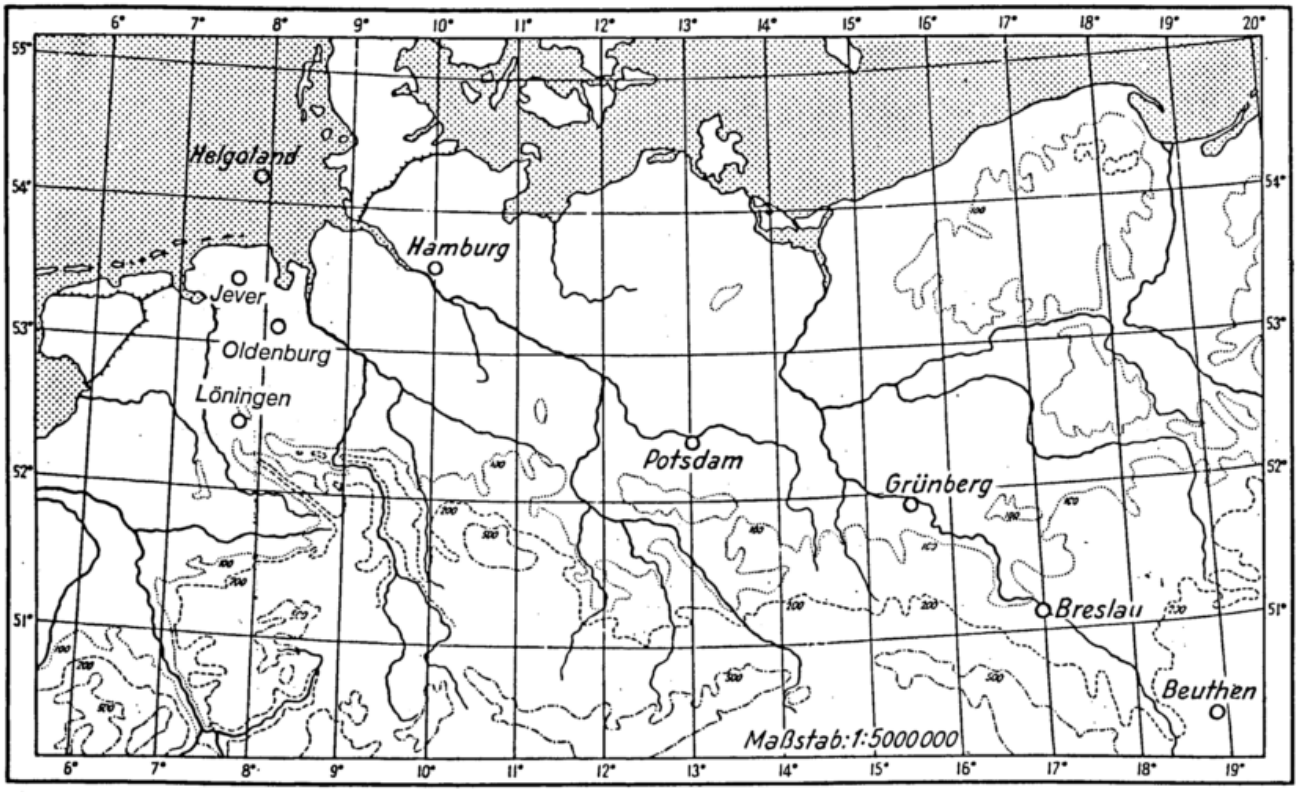


Bild 1: Stationskarte

Seewetteramt
Hamburg 1993

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach/M.
98.316

Inhaltsverzeichnis Seite

1. Temperaturschnitt - Schnitt Helgoland - Löningen 3

1.1 Geographische Lage der Stationen 3

1.2 Die Temperatur - Verhältnisse 4

1.3 Tägliche Höchst- und Tiefstwerte der Temperatur 5

1.4 Mittlere tägliche Schwankung der Lufttemperatur 7

1.5 Zusammenfassung 8

2. Der Jahresgang des Luftdrucks, der Temperatur und des Niederschlags - Schnitt Nordsee - Oder 8

2.1 Geographische Lage der Stationen 8

2.2 Der Gang des Luftdrucks 8

2.3 Die Lufttemperatur 12

2.4 Der Niederschlag 13

Literaturverzeichnis 14

1. TEMPERATUR-SCHNITT HELGOLAND - LÖNINGEN

Beim Vergleich des Wetters, der Witterung oder des Klimas verschiedener Landstriche, Landschaften und Länder begegnen uns Eigentümlichkeiten, die wir auf Zusammenhänge zwischen Lufthülle und Unterlage (Wasser und Land) zurückführen. Die folgenden Beispiele sollen uns lehren, wie solche Einflüsse und Zusammenhänge an den Wetterbeobachtungen abzulesen sind.

1.1 Geographische Lage der Stationen

Wir wählen Stationen aus, die möglichst auf derselben Mittagslinie (N-S-Linie, Meridian) liegen. Wir erwarten dann, daß die mittlere Temperatur der Stationen von N nach S ansteigt.

Weiter wählen wir die Stationen so aus,
- daß eine von Wasser umgeben - also eine Insel - ist,
- daß eine weitere an der Küste
- und daß schließlich eine Station im Innern des Landes liegt;
  die Abstände der Stationen in N-S-Richtung sollen etwa gleich groß sein.

Es ist anzustreben, daß die Stationen möglichst lange und über den gleichen Zeitraum beobachtet haben; die Aufzeichnungen solcher Stationen wurden früher in der "Klimakunde des Deutschen Reiches" für die Beobachtungszeit 1881 bis 1930, also über 50 Jahre hinweg, mitgeteilt, heute werden sie in "Klimadaten der Bundesrepublik Deutschland", Deutscher Wetterdienst, Offenbach, veröffentlicht. Die daraus errechneten Durchschnittswerte - in der Wetterkunde "Mittelwerte" genannt - werden sich bei Hinzunahme weiterer Beobachtungen in ihrem Zahlenwert nicht mehr wesentlich ändern; von kurzen Reihen, besonders wenn sie nicht über denselben Zeitraum gewonnen sind, darf man das nicht ohne weiteres annehmen.

	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Höhe
1. Helgoland (Insel)	54°10'N	7°51'O	41 m
2. Jever (Küste)	53°35'N	7°54'O	12 m
3. Oldenburg (Binnenland)	53°10'N	8°13'O	9 m
4. Löningen (Binnenland)	52°44'N	7°15'O	27 m

Die Lage dieser Stationen zeigt die Karte auf der Vorderseite.

Nach den angegebenen geographischen Koordinaten und nach der Karte stellen wir fest, daß die Stationen in ungefähr gleichen nordsüdlichen Abständen auf etwa 8° östlicher Länge von Greenwich liegen. Die Station Oldenburg liegt etwas zu weit östlich. Daher ist als weitere Binnenland-Station Löningen hinzugenommen. Wenn ein Einfluß landeinwärts sich geltend macht, so muß er sich jetzt noch besser ablesen lassen.

Die Höhen liegen zwischen 9 und 41 m. Dabei hat Helgoland die höchste Stationslage; unter Umständen werden wir diese Höhenunterschiede, die sich auf die Temperatur auswirken, bei unseren Betrachtungen berücksichtigen müssen.

1.2 Die Temperatur - Verhältnisse

Wir entnehmen der "Klimakunde" die Tabelle 1.

Die Höchstwerte sind unterstrichen, die Tiefstwerte mit einem * versehen.

Monats- und Jahresmittel der Lufttemperatur 1881 - 1930 in °C

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	1,8	1,6*	2,9	5,9	10,1	13,4	15,6	15,8	14,2	10,4	6,3	3,4	8,4
Jever	0,8*	1,3	3,5	6,9	11,6	14,4	16,2	15,5	13,1	8,8	4,4	1,9	8,2
Oldenburg	0,7*	1,5	3,8	7,3	12,2	15,1	16,9	15,9	13,1	8,7	4,3	1,9	8,4
Löningen	0,8*	1,4	3,7	7,2	12,2	15,1	16,6	15,6	12,7	8,5	4,3	1,9	8,3

Diese Monats- und Jahresmittel der Lufttemperatur stellen sogenannte "wahre Temperaturmittel" dar. Sie sind so berechnet, als ob stündlich die Temperatur gemessen und dann aus allen Beobachtungen des Monats bzw. des Jahres der Durchschnitt berechnet wäre; sie beziehen sich auf die Temperatur der Luft in 2 m Höhe über dem Erdboden der Station.

Die **Jahres-Mitteltemperaturen** in der letzten Spalte erfüllen unsere Erwartung nicht, daß die Temperatur von Nord nach Süd hin ansteigt. Vielmehr sind Helgoland und Oldenburg im Jahresdurchschnitt mit 8,4 °C gleich warm, Jever an der Küste ist um 0,2 °C kühler und das am weitesten im Süden liegende Löningen ist ebenfalls noch- wenn auch nur um 0,1 °C kühler. Ebenso scheint bei dieser ersten Prüfung die Lage einer Station auf dem Land oder am bzw. im Wasser kaum einen Einfluß zu haben.

Dagegen weisen schon die Monatsmittel der Lufttemperatur einige Eigentümlichkeiten auf (siehe obere Reihe der Abbildung): An Land treten die höchsten Monatsmittel im Juli auf und liegen zwischen 16 und 17 °C. Die Insel hat im August das höchste Monatsmittel, das aber unter 16 °C bleibt. Ähnlich ist es mit dem kältesten Monat, der an Land der Januar mit 0,7 bis 0,8 °C ist, auf Helgoland dagegen der Februar mit 1,6 °C. Im Januar ist die Insel im Durchschnitt um 1 °C wärmer als alle Landstationen; die Erwärmung, die hier im Januar und Februar schon wieder eingetreten ist, reicht noch nicht aus, um die Inseltemperatur, die vom Januar zum Februar noch absinkt, einzuholen.

Helgoland ist also im Sommer kühler als Küste und Binnenland,
im Winter wärmer als Küste und Binnenland.

Auf der Insel stellt sich das höchste und das niedrigste Monatsmittel der Temperatur jeweils 1 Monat später ein als an der Küste oder im Binnenland. Die Jahresschwankung der Temperatur, d.h. die Differenz des höchsten zum niedrigsten Monatsmittel, beträgt:

Helgoland	14,2 °C	Jever	15,4 °C
Oldenburg	16,2 °C	Löningen	15,8 °C

von der Insel zur Küste nimmt sie um 1,2 °C zu, von der Küste landeinwärts um 0,4 °C bis 0,8 °C. Die Temperaturgegensätze sind bei Helgoland hiernach gemäßigter als an der Küste oder weiter landeinwärts.

Die Bildung der Differenzen, die wir an den verschiedenen Werten vorgenommen haben, weist uns aber darauf hin, daß hier noch Eigentümlichkeiten vorliegen, die wir nicht ohne weiteres erklären können.

1.3 Tägliche Höchst- und Tiefstwerte der Temperatur

Morgens um Sonnenaufgang stellt sich in der Regel die niedrigste Temperatur des Tages - **das Minimum** - ein. Mit zunehmender Strahlung steigt die Temperatur an und erreicht in der Regel nach dem höchsten Sonnenstand ihren Tageshöchst wert - **das Maximum**. Maximum und Minimum werden an den Klimastationen täglich abgelesen und notiert. Bildet man die Summe der Maxima bzw. der Minima und teilt durch die Anzahl der Beobachtungen, so erhält man Mittelwerte.

In der Klimakunde finden sich für unsere vier Stationen Angaben für die 50jährige Beobachtungsreihe:

Tabelle 2

a) Mittlere tägliche Maxima der Lufttemperatur 1881 - 1930 in °C

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	3,4	3,2*	4,8	8,3	12,9	15,9	18,1	18,1	16,3	12,0	7,9	4,6	10,4
Jever	3,0*	4,0	7,1	11,4	16,7	19,4	20,9	20,3	17,9	12,3	7,0	4,0	12,0
Oldenburg	3,1*	4,4	7,6	12,0	17,3	20,1	21,6	20,6	18,3	12,8	7,1	4,1	12,4
Löningen	3,1*	4,5	7,8	12,4	17,8	20,6	22,0	21,0	18,0	12,5	7,1	4,0	12,6

b) Mittlere tägliche Minima der Lufttemperatur 1881 - 1930 in °C

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	0,2	0,0*	1,2	3,9	7,7	11,1	13,5	13,8	12,4	8,7	4,6	1,8	6,6
Jever	-1,4*	-1,1	0,5	3,1	7,1	10,1	12,2	11,8	9,6	5,9	2,0	-0,1	5,0
Oldenburg	-1,8*	-1,5	0,3	2,6	6,7	9,6	11,7	11,3	8,6	4,8	1,1	-0,5	4,4
Löningen	-2,0*	-1,7	0,0	2,4	6,3	9,4	11,5	11,0	8,4	4,9	1,3	-0,8	4,2

Aus der Tabelle lesen wir ab:

Bei Helgoland verspätet sich der Eintritt des höchsten Maximums und Minimums ebenso wie des tiefsten Maximums und Minimums gegenüber Küste und Binnenland um einen Monat: Die Lufttemperatur auf der Insel hinkt nach! Im Sommer bleibt Helgoland gegen die Küste (Jever) um 2,8 °C, gegen das Binnenland (Löningen) um 3,9 °C mittags kühler, nachts dagegen um 1,3 °C (Jever) bis 2,0 °C (Löningen) wärmer! (siehe auch mittlere Reihe der Abbildung).

Im Winter bleibt Helgoland während der Monate November bis Januar mittags wärmer als alle anderen Stationen, nachts - mit dem Minimum - stellen wir jetzt weiter fest, daß es überhaupt das ganze Jahr über wärmer bleibt als alle Stationen auf dem Festland.

Zwischen Helgoland und Küste (Jever) bzw. Binnenland (Mittelwerte Oldenburg - Löningen) errechnen wir:

Tabelle 3

a) Differenzen der mittleren täglichen Maxima zwischen Insel und Küste bzw. Binnenland in °C

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Küste	0,4	-0,8	-2,7	-3,1	-3,8	-3,6	-2,8	-2,2	-1,6	-0,3	0,9	0,6	-1,6
Binnenland	0,3	-1,2	-2,9	-3,9	-4,7	-4,5	-3,7	-2,7	-1,8	-0,6	0,8	0,6	-2,1

b) Differenzen der mittleren täglichen Minima zwischen Insel und Küste bzw. Binnenland in °C

Küste	1,6	1,1	0,7	0,8	0,6	1,0	1,3	2,0	2,8	2,8	2,6	1,9	1,6
Binnenland	2,1	1,6	1,1	1,4	1,2	1,6	1,9	2,7	3,9	3,8	3,4	2,4	2,3

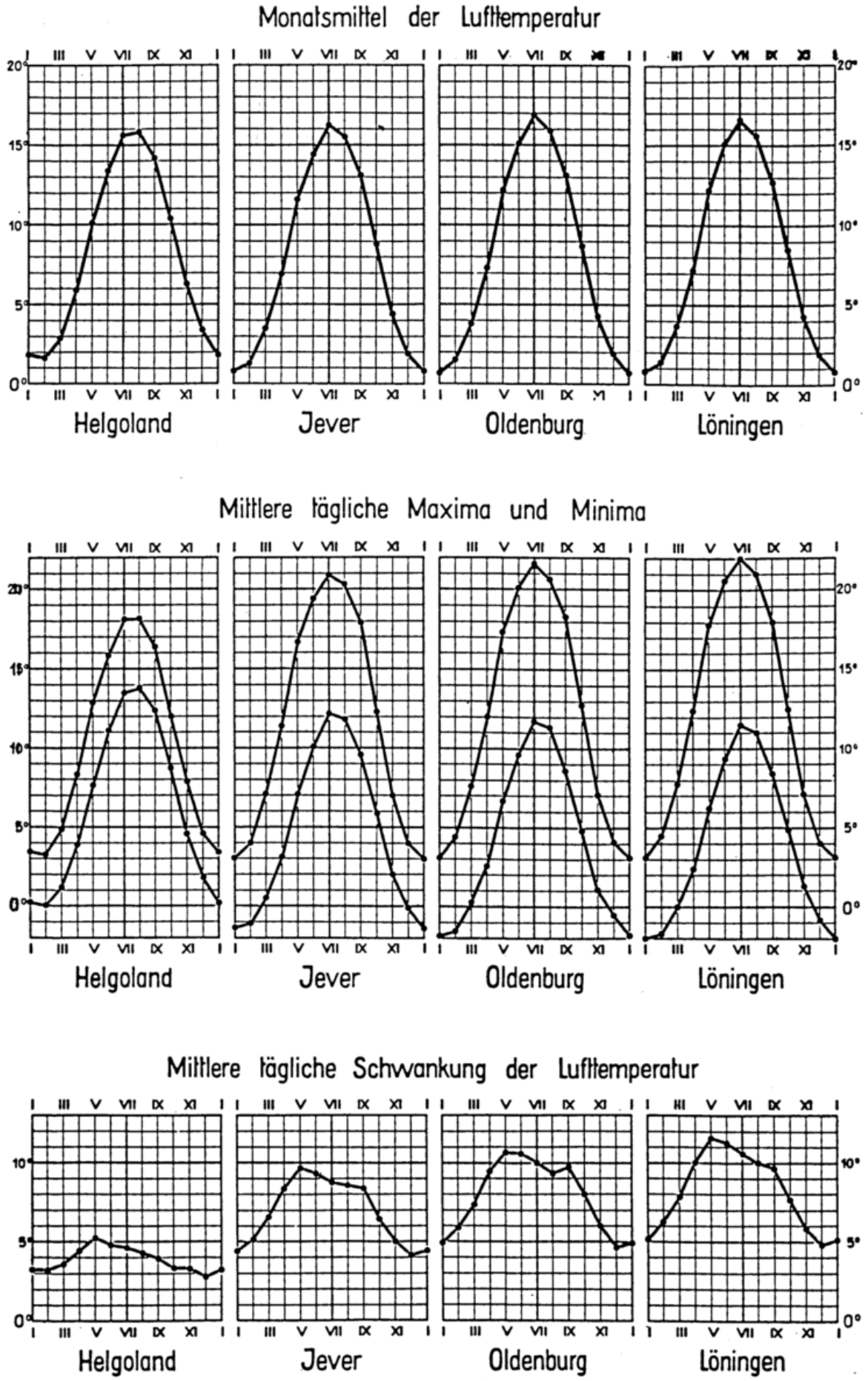


Bild 2: Jahresgänge der Lufttemperatur

Aus diesen Tabellen folgt:

In den Monaten Mai - Juni erhitzt sich das Binnenland zu Tageshöchsttemperaturen, die die Maxima der Insel um 4 °C bis 5 °C übersteigen.

In den Monaten September - Oktober dagegen liegen die Tiefsttemperaturen auf der Insel um nahezu 4 °C höher als im Binnenland.

Aus der Tabelle 2 entnehmen wir schließlich, daß auf der Insel Helgoland im langjährigen Durchschnitt das tägliche Minimum der Lufttemperatur gerade den Gefrierpunkt erreicht; diese niedrigste Temperatur tritt hier, wie schon festgestellt, im Februar ein. Schon die Küstenstation Jever bringt eine durchschnittliche Frosttemperatur im Dezember. Landeinwärts fällt in der Regel die Temperatur immer tiefer; das mittlere tägliche Minimum in Löningen erreicht bereits -2,0 °C.

Dieses Steigen und Fallen der Temperatur zwischen täglichem Maximum und Minimum tritt besonders gut auf der unteren Reihe der Abbildung hervor. Die Differenzen auf der Insel bleiben durchweg klein. An den Landstationen werden sie immer größer je weiter wir uns vom Wasser entfernen. Besonders in den warmen Monaten ist der Unterschied zwischen Tages-Höchst- und Tages- Niedrigsttemperatur groß.

1.4 Mittlere tägliche Schwankung der Lufttemperatur

Indem wir für jeden Monat die Differenz zwischen mittlerer täglicher Höchsttemperatur und mittlerer täglicher Niedrigsttemperatur bilden, erhalten wir den Betrag der mittleren täglichen Schwankung der Lufttemperatur in °C.

Tabelle 4

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	3,2	3,2	3,6	4,4	5,2	4,7	4,6	4,3	3,9	3,3	3,8	2,8*	3,8
Jever	4,4	5,1	6,6	8,3	9,6	9,3	8,7	8,5	8,3	6,4	5,0	4,1*	7,0
Oldenburg	4,9	5,9	7,3	9,4	10,6	10,5	9,9	9,3	9,7	8,0	6,0	4,6*	8,0
Löningen	5,1	6,2	7,8	10,0	11,5	11,2	10,5	10,0	9,6	7,6	5,8	4,8*	8,4

Schon aus der Tabelle ist die Eigenart des Inselklimas jetzt besonders gut abzulesen: Geringe Schwankungen in allen Monaten, Höchstwert im Mai mit nur 5,2 °C, Tiefstwert im Dezember mit vollends nur 2,8 °C.

Landeinwärts wird dagegen die Schwankung immer größer; sie wächst von Jever mit dem Jahresmaximum im Mai von 9,6 °C auf 11,5 °C in Löningen im selben Monat, nimmt also auf die Entfernung Jever - Löningen um fast 2 °C zu. Im Winter sind die Schwankungen an Land ebenfalls beträchtlich höher als auf Helgoland und nehmen binnenwärts zu.

Die untere Reihe der Abbildung vermittelt uns diese Verhältnisse besonders gut, deckt uns aber noch eine weitere Eigentümlichkeit auf. Die Eintrittszeiten der größten und kleinsten mittleren täglichen Schwankung der Lufttemperatur ist an allen Stationen gleich, nämlich im Mai und Dezember. In den Monaten Juni, Juli und August scheint uns aber der normale Gang gestört zu sein. Von vornherein hätte man erwarten müssen, daß die größte tägliche Schwankung zur Zeit der höchsten Temperatur, also im Juli auftritt. Besonders bemerkenswert ist dabei die Tatsache, daß diese Eigenart auch an der Insel-Temperatur auftritt. Es müssen hier also Vorgänge wirksam werden, die den ganzen Bereich Nordsee - Binnenland gleichartig berühren.

1.5 Zusammenfassung:

Der Vergleich verschiedener "Klimate" zeigt in unserem Beispiel den Einfluß von Wasser und Land. An einer Inselstation ist der jährliche und der tägliche Gang der Temperatur gedämpft, denn das umliegende Wasser mit seinem Wärmespeichervermögen läßt die Tagestemperatur nicht so hoch ansteigen und die Nachttemperatur nicht so tief absinken wie das Land. Besonders gut kommt dies zum Ausdruck in der mittleren täglichen Schwankung der Lufttemperatur.

Im Sommer stellt sich auf der Insel wie auch an den Landstationen ein eigentümliches Verhalten ein, das nicht aus der Umgebung der Stationen (Wasser bzw. Land) erklärt werden kann. Für diese Verhältnisse müssen wir uns nach anderen Zusammenhängen umsehen.

---

2. DER JAHRESGANG DES LUFTDRUCKS, DER TEMPERATUR UND DES NIEDERSCHLAGS AUF EINEM SCHNITT VON DER NORDSEE NACH SÜDOSTEN BIS ZUR ODER

Das nachstehende Beispiel soll veranschaulichen, wie von See her landeinwärts sich Luftdruck, Temperatur und Niederschlag in ihrem Jahresgang verhalten. Das bringt mit sich, daß Beobachtungstatsachen, die in Jahrbüchern oder Tabellenwerken veröffentlicht werden, in einer solchen Weise umgerechnet werden müssen, daß sie den gerade anzustellenden Vergleich überhaupt erst ermöglichen (Umrechnung der Monatsmittel auf gleiche Monatslänge, Reduktionen wegen der verschiedenen Stationshöhen usw.).

Weil hier die Daten von 1881 bis 1930 aus der Klimakunde des Deutschen Reiches verwendet sind, werden auch die damaligen Stationsnamen beibehalten.

2.1 Geographische Lage der Stationen: (siehe hierzu Bild 1)

	Geogr. Breite	Geogr. Länge	Höhe
1. Helgoland	54°10'N	7°51'O	41 m
2. Hamburg	53°38'N	10°02'O	29 m
3. Potsdam	52°23'N	13°04'O	82 m
4. Grünberg	51°56'N	15°30'O	151 m
5. Breslau	51°04'N	17°00'O	127 m
6. Beuthen	50°21'N	18°55'O	292 m

2.2 Der Gang des Luftdrucks

In Tabelle 5 werden die Monats- und Jahresmittel des Luftdrucks der sechs Stationen nach der Klimakunde des Deutschen Reichs, Tabellenband, mitgeteilt.

Tabelle 5

Monats-Mittelwerte des Luftdrucks (hPa) in Stationshöhe (1881 - 1930)

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	10,0	09,3	07,1	08,0	10,4	10,4	09,1	08,3	10,5	08,4	08,5	06,8	1008,9
Hamburg	13,3	12,4	09,7	10,3	12,3	12,3	11,2	10,8	13,3	11,6	12,0	10,3	1011,6
Potsdam	07,1	05,9	03,1	03,2	05,2	05,1	04,5	04,5	06,8	05,6	06,0	04,4	1005,1
Grünberg	99,3	98,1	95,5	95,3	97,5	97,1	96,7	97,1	99,2	98,1	98,4	96,9	997,5
Breslau	100,5	99,2	96,3	95,9	97,9	97,5	97,3	97,7	100,0	99,3	99,6	98,1	998,3
Beuthen	83,6	82,1	79,5	79,1	81,1	80,9	80,9	81,6	83,5	82,7	82,9	81,5	981,6

Bei den Monatsmitteln wurden tausend (obere 3 Zeilen) bzw. neunhundert (untere 3 Zeilen) Hektopascal abgezogen, um Platz zu sparen.

Die aufgeführten Werte sind "wahre" Luftdruckmittel. Sie sind Höhen der Quecksilbersäule, die im Barometer dem Außendruck der Luft das Gleichgewicht hält; die Länge dieser Quecksilbersäule ist für die Quecksilber(Barometer)-Temperatur von 0 °C berechnet; man sagt, die Luftdruckwerte sind für 0 °C Barometer-Temperatur verbessert. Die Werte sind auf die heute gebräuchliche Luftdruckeinheit Hektopascal (hPa) umgerechnet.

Die Vielfalt der Zahlen gestattet es auf den ersten Blick nicht, ein bestimmtes Verhalten des Luftdrucks während des Jahres abzulesen. Vor allem sind auch die Angaben der einzelnen Stationen voneinander unterschieden, weil die Stationen in verschiedenen Höhenlagen messen; bekanntlich beträgt die Abnahme des Luftdrucks mit der Höhe in den unteren Schichten der Lufthülle etwa 1 hPa auf 8 m, d. h. die barometrische Höhenstufe ist hier 8.0 m. Wir könnten somit die Angaben der einzelnen Stationen vergleichbar machen, wenn wir entsprechend der Stationshöhe die Luftdrucke erhöhen würden.

Wir würden dann jedoch wieder die großen Zahlen der Barometermittel für jeden Monat erhalten, die (abgesehen von einer noch erforderlichen Verbesserung der Angaben wegen der wechselnden Temperatur der Außenluft und dem damit verbundenen verschiedenen Luftgewicht) eine Vergleichbarkeit erschweren. Wir wenden daher eine andere Methode an:

Für jede Station ist das Jahresmittel des Luftdrucks in der letzten Spalte mitgeteilt. Für jedes Monatsmittel errechnen wir den Unterschied gegen das Jahresmittel:

Tabelle 6

Differenz der Monatsmittel des Luftdrucks (in hPa) gegen das Jahresmittel

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	+11	+ 4	-19	- 9	+15	+15	+ 1	- 7	+16	- 5	- 4	-21	1008,9
Hamburg	+17	+ 8	-19	-13	+ 7	+ 7	- 4	- 8	+16	0	+ 4	-13	1011,6
Potsdam	+20	+ 8	-20	-19	+ 1	0	- 5	- 5	+17	+ 5	+ 9	- 7	1005,1
Grünberg	+19	+ 7	-20	-21	0	- 4	- 7	- 4	+17	+ 7	+ 9	- 5	997,5
Breslau	+23	+ 9	-20	-24	- 4	- 8	- 9	- 5	+17	+11	+13	- 1	998,3
Beuthen	+20	+ 5	-21	-25	- 5	- 7	- 7	0	+19	+11	+13	- 1	981,6

Der Gang der Luftdruck-Differenz der Monate gegen das Jahresmittel ist in Bild 3 dargestellt. Es ergibt sich:

	Helgoland	Hamburg	Potsdam	Grünberg	Breslau	Beuthen
April - September	+31	+ 4	-11	-19	-33	-25
Oktober - März	-35	- 3	+16	+16	+35	+27

Der Luftdruck ist also verhältnismäßig hoch:
Seegebiet (Helgoland) Sommerhalbjahr (April-September)
Binnenland (Breslau, Beuthen) Winterhalbjahr (Oktober-März)

verhältnismäßig niedrig:
Seegebiet (Helgoland) Winterhalbjahr (Oktober-März)
Binnenland (Breslau, Beuthen) Sommerhalbjahr (April-September).

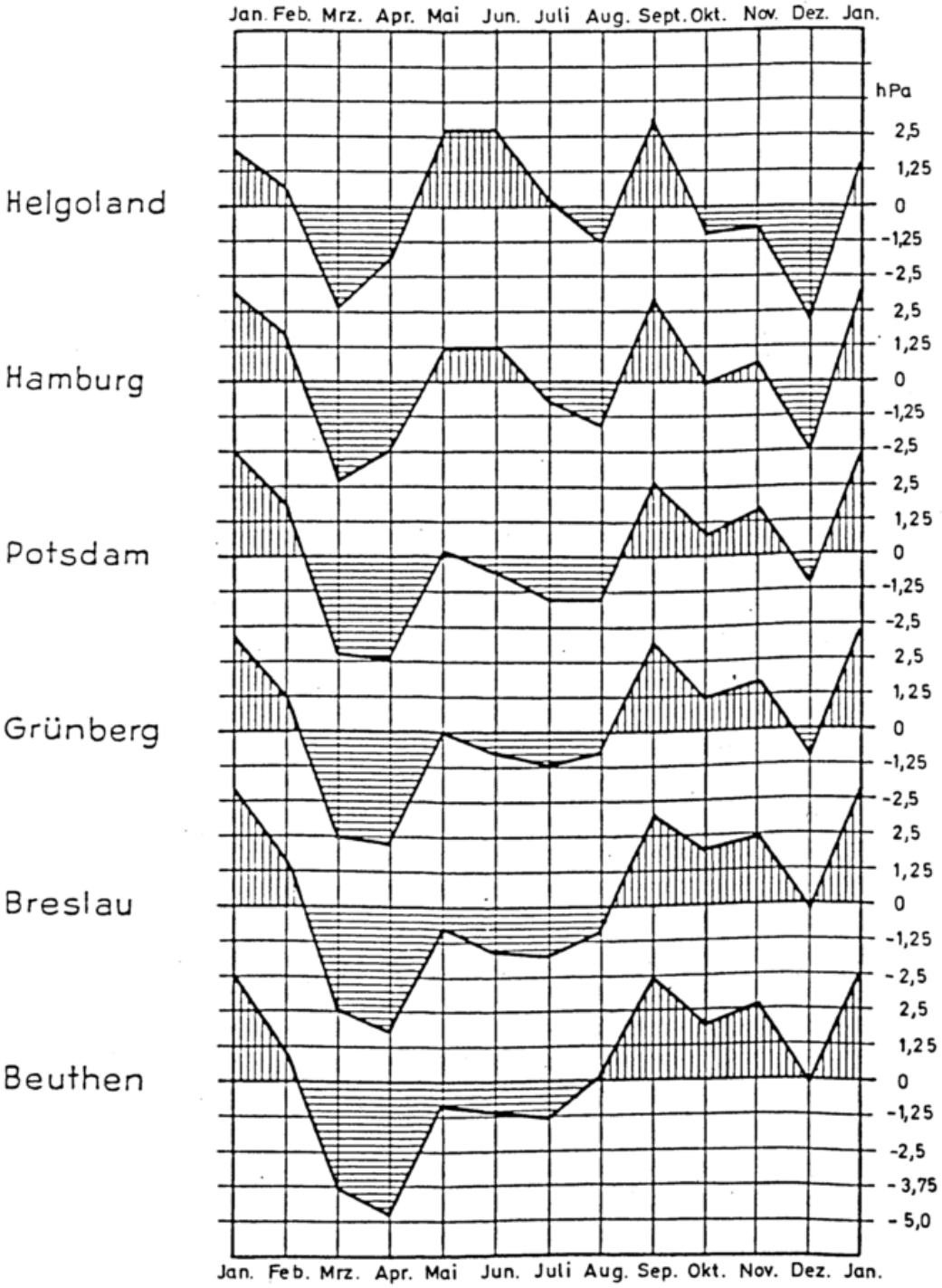


Bild 3: Differenz der Monatsmittel des Luftdruckes (in Hektopascal) gegen das Jahresmittel. Reihe: 1881 - 1930

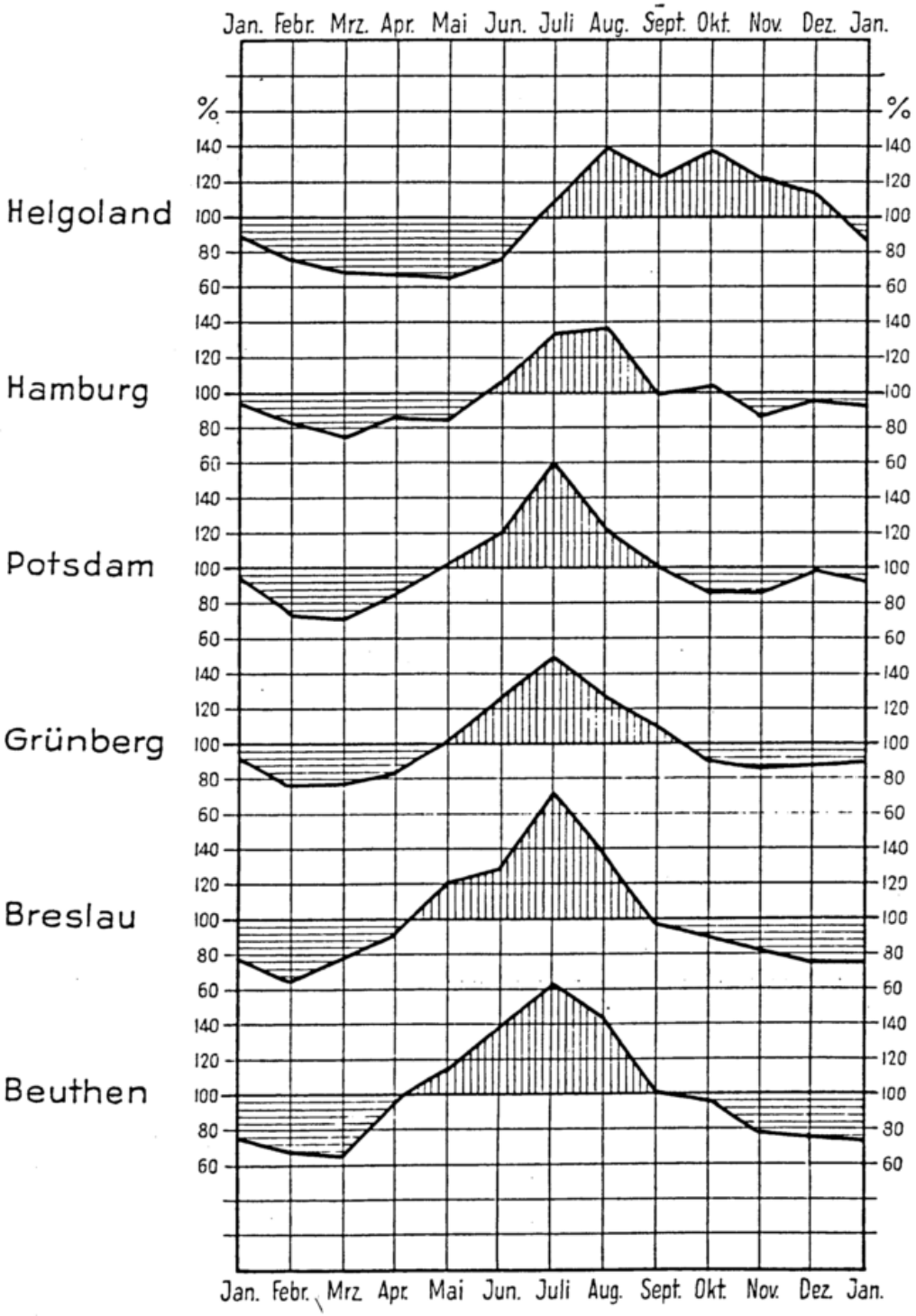


Bild 4: Monatliche Abweichung (%) der Niederschlagsmittel (bezogen auf den Normalmonat - 1/12 der Jahressumme, Monatsdauer 30,4 Tage). Reihe: 1881 - 1930

2.3 Die Lufttemperatur

Wahre Lufttemperaturen bestimmt der Meteorologe in der Thermometerhütte in 2 m Höhe über dem Boden; dabei muß die Station frei liegen. Die Thermometerhütte steht also tagsüber in der Sonne; jedoch werden die Thermometer selbst von der Sonne nicht getroffen. In 2 m Höhe über dem Erdboden sind auch die Verschiedenheiten der Lufttemperatur, die von kleinen Unterschieden in der Bewachsung des Bodens und dessen sonstigen Eigenschaften herrühren, gemildert, so daß man diese Werte über größere Gebiete hinweg vergleichen kann. (Die Stationshöhe der Beobachtungsorte (m über dem Meer) ist bei diesem Vergleich nicht berücksichtigt.)

Tabelle 7

Monats- und Jahresmittel der wahren Lufttemperatur in °C;
Δt: Differenz zwischen kältestem und wärmstem Monatsmittel 1881 -1930

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr	Δt
Helgoland	1,8	1,6	2,9	5,9	10,1	13,4	15,6	15,8	14,2	10,4	6,3	3,4	8,4	14,0
Hamburg	0,3	1,0	3,5	7,5	12,3	15,4	17,1	16,2	13,6	8,8	4,2	1,6	8,5	16,8
Potsdam	-0,7	0,2	3,3	7,6	13,0	15,9	17,7	16,5	13,4	8,4	3,4	0,5	8,3	18,4
Grünberg	-1,3	-0,3	3,1	7,7	13,3	16,3	18,1	16,9	13,5	8,4	3,1	0,0	8,2	19,4
Breslau	-1,6	-0,4	3,0	7,7	13,3	16,0	17,8	16,8	13,5	8,6	3,2	0,0	8,2	19,4
Beuthen	-2,5	-1,5	2,4	7,4	13,1	15,8	17,7	16,5	13,0	8,2	2,8	0,8	7,7	20,2

Die reduzierten Jahresmittel sind (verbessert um +0,5 °C für 100 m Höhenzunahme):

Helgoland	Hamburg	Potsdam	Grünberg	Breslau	Beuthen
8,6	8,6	8,7	8,9	8,8	9,2 °C

Die Temperatur steigt landeinwärts (Nordsee - Binnenland) leicht an! Die Unterschiede zwischen kältestem und wärmstem Monat steigen binnenwärts ebenfalls an! (siehe Tabelle 7, Δt)

Die mittlere tägliche Höchst- und Niedrigst-Temperatur beträgt:

Tabelle 8a

Mittlere tägliche Maxima der Lufttemperatur in °C

		Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	41	3,4	3,2	4,8	8,3	12,9	15,8	18,1	18,1	16,3	12,0	7,9	4,6	10,4
Hamburg	29	2,3	3,2	6,4	10,9	16,2	19,1	20,8	19,9	17,2	11,9	6,6	6,5	11,5
Potsdam	82	1,8	3,5	7,9	13,1	19,0	21,6	23,4	22,4	19,0	12,7	6,3	2,7	12,8
Grünberg	151	1,1	2,8	7,2	12,7	18,7	21,7	23,5	22,4	18,7	12,4	5,8	2,0	12,4
Breslau	127	1,2	2,7	7,2	12,7	18,7	21,4	23,6	22,7	19,1	13,2	6,4	2,5	12,6
Beuthen	292	0,1	1,6	6,5	12,3	19,1	22,0	23,8	22,1	18,1	12,3	5,5	1,5	12,1

Tabelle 8b

Mittlere tägliche Minima der Lufttemperatur in °C

		Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	41	0,2	0,0	1,2	3,9	7,7	11,1	13,5	13,8	12,4	8,7	4,6	1,8	6,6
Hamburg	29	-1,5	-1,1	0,9	4,0	8,3	11,5	13,6	13,0	10,5	6,5	2,3	0,0	5,7
Potsdam	82	-3,4	-2,8	-0,3	3,1	7,6	10,7	12,9	12,1	9,2	5,0	0,6	-1,9	4,4
Grünberg	151	-3,8	-3,1	-0,3	3,4	8,2	11,2	13,3	12,5	9,5	5,2	0,7	-2,2	4,6
Breslau	127	-4,8	-3,8	-0,7	2,8	7,4	10,2	12,0	11,4	8,6	4,4	0,2	-2,6	3,8
Beuthen	292	-5,5	-4,7	-1,3	2,8	7,7	10,6	12,5	11,7	8,6	4,5	0,1	-3,4	3,6

Daraus errechnet sich eine mittlere tägliche Schwankung der Lufttemperatur (als Differenz zwischen täglichem Maximum und Minimum):

Tabelle 9

Mittlere tägliche Schwankung der Lufttemperatur in °C

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	3,2	3,2	3,6	4,4	5,2	4,7	4,6	4,3	3,9	3,3	3,3	2,8	3,8
Hamburg	3,8	4,3	5,5	6,9	7,9	7,6	7,2	6,9	6,7	5,4	4,3	3,5	5,8
Potsdam	5,2	6,3	8,2	10,0	11,4	10,9	10,5	10,3	9,8	7,7	5,7	4,6	8,4
Grünberg	4,9	5,9	7,5	9,3	10,5	10,5	10,2	9,9	9,2	7,2	5,1	4,2	7,8
Breslau	6,0	6,5	7,9	9,9	11,0	11,2	11,6	11,3	10,5	8,8	6,2	5,1	8,8
Beuthen	5,6	6,3	7,8	9,5	11,4	11,4	11,3	10,4	9,5	7,8	5,4	4,9	8,4

Die Maxima steigen landeinwärts an; der wärmste Monat des Jahres hat weit im Binnenland eine um fast 6 °C höhere Tageshöchsttemperatur als die Nordsee. Die Minima liegen dagegen im Winter weit binnenwärts um fast ebensoviel niedriger als im Nordseegebiet, und die mittlere tägliche Temperaturschwankung nimmt ebenfalls landeinwärts beträchtlich zu.

2.4 Der Niederschlag

Die mittleren Niederschlagsmengen der Monate und des Jahres für die sechs Stationen ergeben aus den Jahren 1891 - 1930 (40 Jahre) folgende Werte:

Tabelle 10

Mittlere Monats- und Jahressummen des Niederschlags (mm) für 1891 - 1930

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	53	42	43	40	41	45	68	86	74	85	72	69	718
Hamburg	59	48	49	52	54	66	85	87	61	65	53	61	740
Potsdam	46	33	36	40	51	58	81	61	48	43	41	48	586
Grünberg	48	37	42	43	54	67	81	68	57	48	44	47	636
Breslau	38	29	38	43	60	62	87	68	46	44	39	38	592
Beuthen	46	37	40	58	69	82	101	88	59	59	46	47	732

Man sieht, daß überall im Sommer größere Niederschlagsmengen zu erwarten sind. Da die Werte aber für Monate mit verschieden langer Dauer mitgeteilt sind, ergibt sich ein besseres Bild, wenn die Mengen für Monate mit gleich langer Dauer (30,4 Tage) umgerechnet werden.

Tabelle 11

Mittlere Monats-Summen bei gleicher Dauer jedes Monats (30,4 Tage)

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	55	46	42	41	40	46	67	84	75	83	73	68	718
Hamburg	58	52	48	53	53	67	83	85	62	64	54	60	740
Potsdam	45	36	35	41	50	59	79	60	49	42	42	47	586
Grünberg	47	40	41	44	53	68	79	67	58	47	45	46	636
Breslau	37	31	37	44	59	63	85	67	47	43	40	37	592
Beuthen	45	40	39	59	68	83	99	86	60	58	47	46	732

Der Anteil am Niederschlag, der jedem Monat von gleicher Dauer zukommt, ist unter den Stationen insofern noch schwer vergleichbar, weil die Stationen an sich verschiedene Gesamtmengen erhalten. In Tabelle 12 sind daher die Werte der Tabelle 11 umgerechnet auf Verhältniszahlen, wobei ein Zwölftel der Jahressumme = 100 % gesetzt ist.

Tabelle 12

Verhältnis der Monatsmengen (von 30,4 Tagen) zu 1/12 der Jahresmenge in %

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
Helgoland	87	77	70	69	67	77	112	140	125	139	122	114
Hamburg	94	84	78	86	86	108	134	138	100	104	87	97
Potsdam	93	74	72	84	103	119	162	123	101	86	86	97
Grünberg	89	75	77	83	100	128	149	126	110	89	85	87
Breslau	75	63	75	90	120	128	173	136	96	87	81	75
Beuthen	74	66	64	97	112	137	163	142	99	96	77	76

Daraus folgt: Landeinwärts fallen die Niederschläge im Sommer; insgesamt ist im Juli die Hauptmenge des Jahresniederschlags zu erwarten, die geringsten Niederschläge im Frühling (März).

Literaturverzeichnis

1.) Klimakunde des Deutschen Reiches, Tabellenband, herausgegeben vom Reichsamt für Wetterdienst, Berlin, Andrews und Steiner 1939

2.) Richard Scherhag, Berlin:
Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose, Springer - Verlag Berlin / Göttingen / Heidelberg 1948

3.) Richard Scherhag, Berlin:
Klimatologie, Georg Westermann Verlag, Braunschweig 1960

5. MAI 1967

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach/M.
du 67. 1263

NR. 3

INSEL-KÜSTEN-UND BINNENLAND-KLIMA

Temperatur-Schnitt Helgoland-Löningen



Der Deutsche Wetterdienst bearbeitet in seinem Sonderreferat Unterricht und Lehrmittel solche wetterkundlichen Stoffe, die als Anregung oder Hilfe für den praktischen Unterricht in der Wetterkunde gedacht sind.

Die Herausgabe derartiger Lehrstoffe läßt im übrigen dem Lehrer die volle Freiheit über den Umfang und die Art der Behandlung im Unterricht. Eine stoffliche oder lehrplanmäßige Bindung wird mit der Herausgabe dieser Lehrstoffe nicht angestrebt.

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036525

I [967]
LR (101)

Wetterkundliche Lehrmittel
Nr.3

I n s e l -, K ü s t e n - und B i n n e n l a n d - K l i m a .

Temperatur-Schnitt Helgoland - Löningen.

Beim Vergleich des Wetters, der Witterung oder des Klimas verschiedener Landstriche, Landschaften und Länder begegnen uns Eigentümlichkeiten, die wir auf Zusammenhänge zwischen Lufthülle und Unterlage (Wasser und Land) zurückführen.
Das folgende Beispiel soll uns lehren, wie solche Einflüße und Zusammenhänge an den Wetterbeobachtungen abzulesen sind.

Geographische Lage der Stationen.

Wir wählen Stationen aus, die möglichst auf derselben Mittagslinie (N - S -Linie, Meridian) liegen. Wir erwarten dann, daß die mittlere Temperatur der Stationen von N nach S ansteigt.

Weiter wählen wir die Stationen so aus,
daß e i n e von Wasser umgeben - also eine Insel - ist,
daß eine weitere an der Küste -
daß schließlich eine Station im Inneren des Landes liegt; die Abstände der Stationen in N-S - Richtung sollen etwa gleich groß sein.

Die Stationen sollen möglichst lange und über den gleichen Zeitraum beobachtet haben; solche Stationen sind mit ihren Ergebnissen
x) in der "Klimakunde des Deutschen Reiches" für die Beobachtungszeit 1881 - 1930, also über 50 Jahre hinweg, mitgeteilt. Die daraus errechneten Durchschnittswerte in der Wetterkunde "Mittelwerte" genannt- werden sich bei Hinzunahme weiterer Beobachtungen in ihrem Zahlenwert nicht mehr wesentlich ändern; von kurzen Reihen, besonders wenn sie nicht über denselben Zeitraum gewonnen sind, darf man das nicht ohne weiteres annehmen.

	Geogr.Breite	Geogr.Länge	Höhe
1.H e l g o l a n d (Insel)	54°10' N	7°51' O	41 m
2.J e v e r (Küste)	53°35' N	7°54' O	12 m
3.O l d e n b u r g (Binnenland)	53°10' N	8°13' O	9 m
4.L ö n i n g e n (Binnenland)	52°44' N	7°15' O	27 m

Die Lage dieser Stationen zeigt die Karte auf der Vorderseite.

Nach den angegebenen geographischen Koordinaten und nach der Karte stellen wir fest, daß die Stationen in ungefähr gleichen nordsüdlichen Abständen auf etwa 8° östlicher Länge von Greenwich liegen. Die Station Oldenburg liegt etwas zu weit östlich. Daher ist als weitere Binnenlands-Station Löningen hinzugenommen.
Wenn ein Einfluß landeinwärts sich geltend macht, so muß er sich jetzt noch besser ablesen lassen.

Die Höhen liegen zwischen 9 und 41 m. Dabei hat Helgoland die höchste Stationslage; unter Umständen werden wir diese Höhenunterschiede, die sich auf die Temperatur auswirken, bei unseren Betrachtungen berücksichtigen müssen.

---

x) Klimakunde des Deutschen Reiches, Tabellenband, herausgegeben vom Reichsamt für Wetterdienst, Berlin, Andrews u. Steiner 1939.

I. Die Temperatur - Verhältnisse.

Wir entnehmen der "Klimakunde" die Tabelle 1.

Monats- und Jahresmittel der Lufttemperatur 1881 - 1930

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	1,8	1,6	2,9	5,9	10,1	13,4	15,6	15,8	14,2	10,4	6,3	3,4	8,4
Jever	0,8	1,3	3,5	6,9	11,6	14,4	16,2	15,5	13,1	8,8	4,4	1,9	8,2
Oldenburg	0,7	1,5	3,8	7,3	12,2	15,1	16,9	15,9	13,1	8,7	4,3	1,9	8,4
Löningen	0,8	1,4	3,7	7,2	12,2	15,1	16,6	15,6	12,7	8,5	4,3	1,9	8,3

Diese Monats- und Jahresmittel der Lufttemperatur stellen sogenannte "wahre Temperaturmittel" dar. Sie sind so berechnet, als ob stündlich die Temperatur gemessen und dann aus allen Beobachtungen des Monats bezw. des Jahres der Durchschnitt berechnet wäre; sie beziehen sich auf die Temperatur der Luft in 2 m Höhe über dem Erdboden der Station.

Die J a h r e s - Mitteltemperaturen in der letzten Spalte erfüllen unsere Erwartung, daß die Temperatur von Nord nach Süd ansteigt, nicht ! Vielmehr sind Helgoland und Oldenburg im Jahresdurchschnitt mit 8,4° gleich warm, Jever an der Küste ist um 2/10° kühler und das am weitesten im S liegende Löningen ist ebenfalls noch - wenn auch nur um 1/10° kühler. Ebenso scheint bei dieser ersten Prüfung die Lage einer Station auf dem Land oder am bezw. im Wasser kaum einen Einfluß zu haben. (Siehe hierzu die Darstellung 2).

Dagegen weisen schon die Monatsmittel der Lufttemperatur einige Eigentümlichkeiten auf.

An Land treten die höchsten Monatsmittel im Juli auf und liegen zwischen 16° und 17°.

Die Insel hat im August das höchste Monatsmittel, das aber unter 16° bleibt.

Ähnlich ist es mit dem kältesten Monat,
der an Land der Januar mit 0,7 bis 0,8° ist,
auf Helgoland dagegen der Februar mit 1,6°.

Im Januar ist die Insel im Durchschnitt um 1° wärmer als alle Landstationen; die Erwärmung, die hier vom Januar bis zum Februar schon wieder eingetreten ist, reicht noch nicht aus, um die Inseltemperatur, die vom Januar zum Februar noch absinkt, einzuholen.

Helgoland ist also im Sommer k ü h l e r als Küste und Binnenland
im Winter w ä r m e r als Küste und Binnenland.

Auf der Insel stellt sich das höchste und das niedrigste Monatsmittel der Temperatur jeweils 1 M o n a t s p ä t e r ein als an der Küste oder im Binnenland.

Die Jahresschwankung der Temperatur, d.i. die Differenz des höchsten zum niedrigsten Monatsmittel, beträgt:

Helgoland	14,2°	Jever	15,4°
Oldenburg	16,2°	Löningen	15,8° ;

Von der Insel zur Küste nimmt sie um 1,2° zu, von der Küste landeinwärts um 0,4 bis 0,8°. Die Temperaturgegensätze sind bei Helgoland hiernach gemäßigter als an der Küste oder weiter landeinwärts.

Die Bildung der Differenzen, die wir an den verschiedenen Werten vorgenommen haben, weist uns aber darauf hin, daß hier noch Eigentümlichkeiten vorliegen, die wir nicht ohne weiteres aufklären können.

Tägliche Höchst- und Tiefstwerte der Temperatur.

Morgens um Sonnenaufgang stellt sich in der Regel die niedrigste Temperatur des Tages - d a s M i n i m u m - ein. Mit zunehmender Strahlung steigt die Temperatur an und erreicht in der Regel nach dem höchsten Sonnenstand ihren Tageshöchstwert - d a s M a x i m u m . Maximum und Minimum werden an Klimastationen täglich abgelesen und notiert. Bildet man die Summe der Maxima bezw. der Minima und teilt durch die Anzahl der Beobachtungen, so erhält man Mittelwerte.

In der Klimakunde finden sich für unsere vier Stationen Angaben für die 50-jährige Beobachtungsreihe : Tabelle 2.

a) Mittlere tägliche Maxima der Lufttemperatur 1881 - 1930.

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	3,4	3,2	4,8	8,3	12,9	15,8	18,1	18,1	16,3	12,0	7,9	4,6	10,4
Jever	3,0	4,0	7,1	11,4	16,7	19,4	20,9	20,3	17,9	12,3	7,0	4,0	12,0
Oldenburg	3,1	4,4	7,6	12,0	17,3	20,1	21,6	20,6	18,3	12,8	7,1	4,1	12,4
Löningen	3,1	4,5	7,8	12,4	17,8	20,6	22,0	21,0	18,0	12,5	7,1	4,0	12,6

b) Mittlere tägliche Minima der Lufttemperatur 1881 - 1930.

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	0,2	0,0	1,2	3,9	7,7	11,1	13,5	13,8	12,4	8,7	4,6	1,8	6,6
Jever	-1,4	-1,1	0,5	3,1	7,1	10,1	12,2	11,8	9,6	5,9	2,0	-0,1	5,0
Oldenburg	-1,8	-1,5	0,3	2,6	6,7	9,6	11,7	11,3	8,6	4,8	1,1	-0,5	4,4
Löningen	-2,0	-1,7	0,0	2,4	6,3	9,4	11,5	11,0	8,4	4,9	1,3	-0,8	4,2

Aus der Tabelle lesen wir ab:

bei Helgoland verspätet sich der Eintritt des höchsten Maximums und Minimums ebenso wie des tiefsten Maximums und Minimums gegenüber Küste und Binnenland um einen Monat: die Lufttemperatur auf der Insel hinkt nach!

Im Sommer bleibt Helgoland gegen die Küste (Jever) um 2,8°, gegen das Binnenland(Löningen) um 3,9° m i t t a g s kühler, n a c h t s dagegen um 1,3°(Jever) bis 2,0°(Löningen) wärmer!

Im Winter bleibt Helgoland während der Monate November bis Januar mittags wärmer als alle anderen Stationen,

nachts - mit dem Minimum - stellen wir jetzt weiter fest, daß es überhaupt das ganze Jahr über wärmer bleibt als alle Stationen auf dem Festland.

Zwischen Helgoland und Küste (Jever) bezw. Binnenland (Mittelwerte Oldenburg - Löningen) errechnen wir: Tabelle 3.

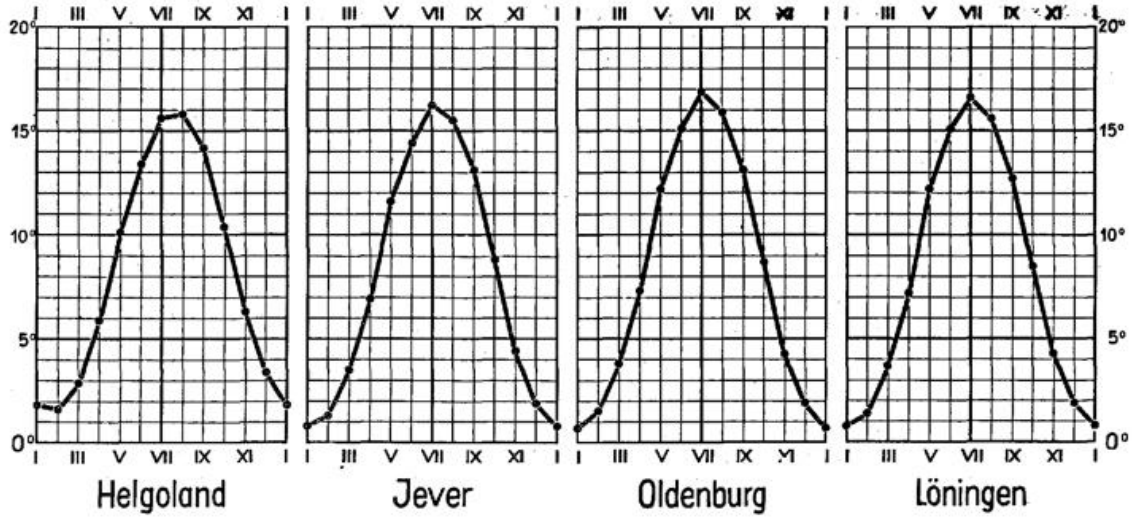
a) Differenzen der mittleren täglichen Maxima zwischen Insel und

	Jan	Feb	Mär	Apr.	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
Küste	0,4	-0,8	-2,7	-3,1	-3,8	-3,6	-2,8	-2,2	-1,6	-0,3	0,9	0,6	-1,6
Binnenland	0,3	-1,2	-2,9	-3,9	-4,7	-4,5	-3,7	-2,7	-1,8	-0,6	0,8	0,6	-2,1

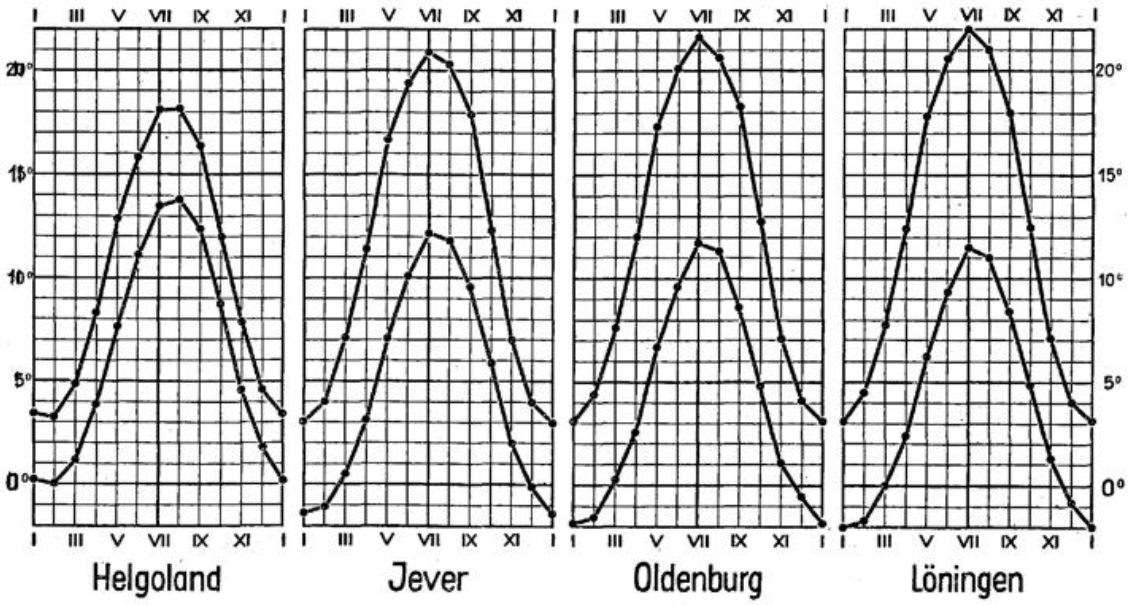
b) Differenzen der mittleren täglichen Minima zwischen Insel und

Küste	1,6	1,1	0,7	0,8	0,6	1,0	1,3	2,0	2,8	2,8	2,6	1,9	1,6
Binnenland	2,1	1,6	1,1	1,4	1,2	1,6	1,9	2,7	3,9	3,8	3,4	2,4	2,3

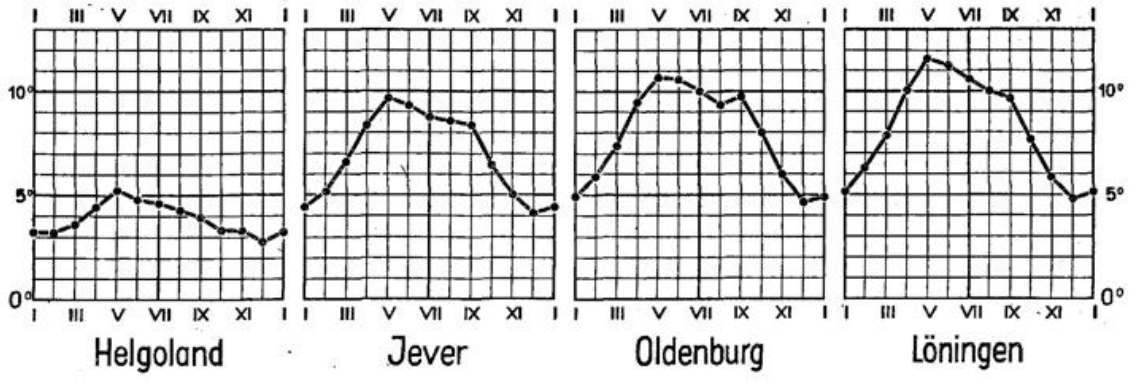
Monatsmittel der Lufttemperatur



Mittlere tägliche Maxima und Minima



Mittlere tägliche Schwankung der Lufttemperatur



Aus diesen Tabellen folgt:
in den Monaten Mai-Juni erhitzt sich das Binnenland zu Tageshöchsttemperaturen, die die Maxima der Insel um 4 bis 5° übersteigen.

in den Monaten September - Oktober dagegen liegen die Tiefsttemperaturen auf der Insel nahezu 4° höher als im Binnenland.

Aus Tabelle 2 entnehmen wir schließlich, daß auf der Insel Helgoland im langjährigen Durchschnitt das tägliche Minimum der Lufttemperatur gerade den Gefrierpunkt erreicht; diese niedrigste Temperatur tritt hier, wie schon festgestellt, im Februar ein. Schon die Küstenstation Jever bringt eine durchschnittliche Frosttemperatur im Dezember. Landeinwärts fällt in der Regel das Thermometer nachts immer tiefer, die durchschnittlich niedrigste Tagestemperatur in Löningen erreicht bereits - 2,0° C.

Dieses Steigen und Fallen des Thermometers zwischen täglichem Maximum und Minimum tritt besonders gut auf der Darstellung 3 hervor. Die Differenzen auf der Insel bleiben durchweg klein. An den Landstationen werden die Differenzen immer größer je weiter wir uns vom Wasser entfernen. Besonders in den warmen Monaten ist der Unterschied zwischen Tages-Höchst -und Niedrigsttemperatur groß.

Mittlere tägliche Schwankung der Lufttemperatur.

Indem wir für jeden Monat die Differenz zwischen mittlerer täglicher Höchsttemperatur und mittlerer täglicher Niedrigsttemperatur bilden, erhalten wir den Betrag der mittleren täglichen Schwankung der Lufttemperatur (Tabelle 4).

	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez	Jahr
Helgoland	3,2	3,2	3,6	4,4	5,2	4,7	4,6	4,3	3,9	3,3	3,8	2,8	3,8
Jever	4,4	5,1	6,6	8,3	9,6	9,3	8,7	8,5	8,3	6,4	5,0	4,1	7,0
Oldenburg	4,9	5,9	7,3	9,4	10,6	10,5	9,9	9,3	9,7	8,0	6,0	4,6	8,0
Löningen	5,1	6,2	7,8	10,0	11,5	11,2	10,5	10,0	9,6	7,6	5,8	4,8	8,4

(siehe hierzu Darstellung 4).

Schon aus der Tabelle ist die Eigenart des Inselklimas jetzt besonders gut abzulesen: geringe Schwankungen in allen Monaten, Höchstwert im Mai mit nur 5,2°C, Tiefstwert im Dezember mit vollends nur 2,8°C.

An Land dagegen wird landeinwärts die Schwankung immer größer: sie wächst von Jever mit dem Jahresmaximum im Mai von 9,6°C auf 11,5°C in Löningen im selben Monat, nimmt also auf die Entfernung Jever-Löningen um fast 2° zu. Im Winter liegen verhältnismäßig ebenfalls die Schwankungen an Land beträchtlich höher als auf Helgoland und nehmen ebenfalls landeinwärts zu.

Darstellung 4. vermittelt uns diese Verhältnisse besonders gut; deckt uns aber noch eine weitere Eigentümlichkeit auf. Die Eintrittszeiten der größten und kleinsten mittleren täglichen Schwankung der Lufttemperatur ist an allen Stationen gleich, nämlich Mai und Dezember. In den Monaten Juni,Juli und August scheint uns aber der normale Gang gestört zu sein. Von vornherein hätte man erwarten müssen, daß die größte tägliche Schwankung zur Zeit der höchsten Temperatur, also im Juli auftritt. Besonders bemerkenswert ist dabei die Tatsache, daß diese Eigenart auch an der Insel-Temperatur auftritt. Es müssen hier also Vorgänge wirksam werden, die den ganzen Bereich Nordsee - Binnenland gleichartig berühren; welcher Art sie sind, werden wir an anderen Elementen des Klimas abzulesen versuchen müssen.

Zusammenfassung:

Der Vergleich verschiedener "Klimate" zeigt in unserem Beispiel den Einfluß von Wasser und Land: an einer Inselstation ist der jährliche und der tägliche Gang der Temperatur gedämpft: das umliegende Wasser mit seinem Wärmespeichervermögen läßt die Tagestemperatur nicht so hoch ansteigen, die Nachttemperatur nicht so tief ansinken als das Land. Besonders gut kommt dies zum Ausdruck in der mittleren täglichen Schwankung der Lufttemperatur.

Im Sommer stellt sich indessen an der Insel - wie an den Landstationen ein eigentümliches Verhalten ein, das nicht aus der Umgebung der Stationen (Wasser bezw. Land) erklärt werden kann. Für diese Verhältnisse müssen wir uns nach anderen Zusammenhängen umsehen.

29. Mai 1990

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 10

Kleine Wetterkunde

[Hamburg]

Ausgabe März 1990

LR (101)



90.648

DWD Offenbach / Bibliothek
B23015927

551.5 (075):377

90/2547

K L E I N E W E T T E R K U N D E

Inhaltsverzeichnis

		Seite
1.	Das Beobachtungsnetz	2
2.	Die Zusammensetzung der Luft	4
3.	Vertikaler Aufbau der Atmosphäre	4
4.	Die Temperatur	5
	4.1 Temperaturmessung	5
	4.2 Temperaturextrema	6
	4.3 Die Temperaturabnahme mit der Höhe	6
5.	Luftfeuchtigkeit	7
6.	Wolken und Nebel	8
	6.1 Wolken	8
	6.2 Nebel	12
7.	Der Luftdruck	13
	7.1 Die Messung des Luftdrucks	13
	7.2 Die Luftdruckkarte	15
8.	Der Wind	17
	8.1 Windmessung und Windschätzung	17
	8.2 Land-Seewind, Berg-Talwind	20
	8.3 Der Föhn	21
	8.4 Regionale Windsysteme	23
	8.5 Globale Windsysteme: Monsune und Passate	23
	8.6 Tropische Wirbelstürme	24
	8.7 Tromben	26
9.	Das Wetter im Hoch	26
10.	Tiefdruckgebiete	29
	10.1 Zur Entstehung eines Tiefs	29
	10.2 Das Wetter im Tief, die Wetterfronten	29
11.	Frontenlose Schlechtwettergebiete	34
12.	Wetterkarten	36

1. Das Beobachtungsnetz

Um die Gesetze des Wettergeschehens zu finden, muß man die Eigenschaften der Luft durch genaue und vergleichbare Messungen untersuchen. Dies geschieht auf der ganzen Erde durch sehr viele Wetterbeobachtungsstationen, die nach gleichen Gesichtspunkten die Wetterbeobachtungen ausführen. Für die Anwendung einheitlicher Methoden sorgt die Weltorganisation für Meteorologie, der alle Staaten angehören.

Im Deutschen Wetterdienst (DWD) gibt es in der Bundesrepublik Deutschland ca. 75 solcher Stationen, an denen alle 3 Stunden (00,03,06,....UTC) beobachtet wird (synoptische Stationen), etwa 25 automatisch registrierende Stationen (nur meßbare Größen, keine Wolken- und Wettererscheinungen) und knapp 500 Klimastationen, die dreimal täglich (um 07,14 und 21 Uhr Ortszeit) beobachten und messen. Hinzu kommen mehr als 2500 Beobachter, die den Niederschlag messen und ihre - ohne Mithilfe von Instrumenten gemachten -Beobachtungen notieren.

In Schleswig, Essen, Hannover, Stuttgart und München befinden sich die aerologischen Stationen des DWD, die mit Hilfe von Radiosonden die Temperatur-Feuchtigkeits- und Windverhältnisse in den höheren Luftschichten messen: An einem mit Wasserstoff oder Helium gefüllten, freifliegenden Gummiballon wird ein Gerät zur Bestimmung des Luftdrucks, der Temperatur und der Feuchte in die Höhe geschickt, dessen Angaben mittels eines beigegebenen kleinen Kurzwellensenders an die Station gelangen. Der Höhenwind wird ebenfalls mit Hilfe einer elektrischen Meßmethode bestimmt. Entweder wird mittels Radar oder durch Aufnahme von Ortungskoordinaten der Wind bestimmt. Bei der Radarortung wird ein von der Station ausgestrahltes Signal durch einen am Ballon befestigten Reflektor zurückgeworfen. Man mißt die Zeit bis zum Eintreffen des Echos, woraus man die jeweilige Schrägentfernung des Ballons errechnet. Seiten- und Höhenwinkel ergeben sich aus der Stellung der gerichteten Sendeantennen, so daß man darauf den jeweiligen Ort und damit die Höhenströmung, mit der der Ballon forttreibt, bestimmen kann. Bei der anderen Methode nimmt die Radiosonde die Signale eines Funkortungsnetzes auf und bestimmt ihren Standort selbst. Der jeweilige Standort wird von der Sonde zur Bodenstation gefunkt.

Die mit dem Ballon hochgetragenen Geräte gehen nach dem Platzen des Ballons an einem Fallschirm zur Erde nieder und werden häufig wieder aufgefunden. Die Veränderung in der Atmosphäre werden mittels dieser Methode fortlaufend bis durchschnittlich 30 km Höhe verfolgt. Mehrfach wurden auch Höhen bis zu 50 km erreicht.
Auf See stammen die Daten meist von Handelsschiffen und Fischereifahrzeugen, auf denen Kapitäne und Schiffsoffiziere freiwillig regelmäßige Wetterbeobachtungen durchführen. Daneben gibt es automatische Wetterstationen auf Bojen und Handelsschiffen, ebenso einige automatische Radiosondenstationen in Containern die an Bord von Forschungs-, Fischerei-und Handelsschiffen stehen. Ein sehr wichtiges Hilfsmittel - besonders in datenarmen Gebieten - stellen die Satelliten dar, deren Wolkenaufnahmen für die Vorhersage genutzt werden (s. Lehrmittel Nr.12).

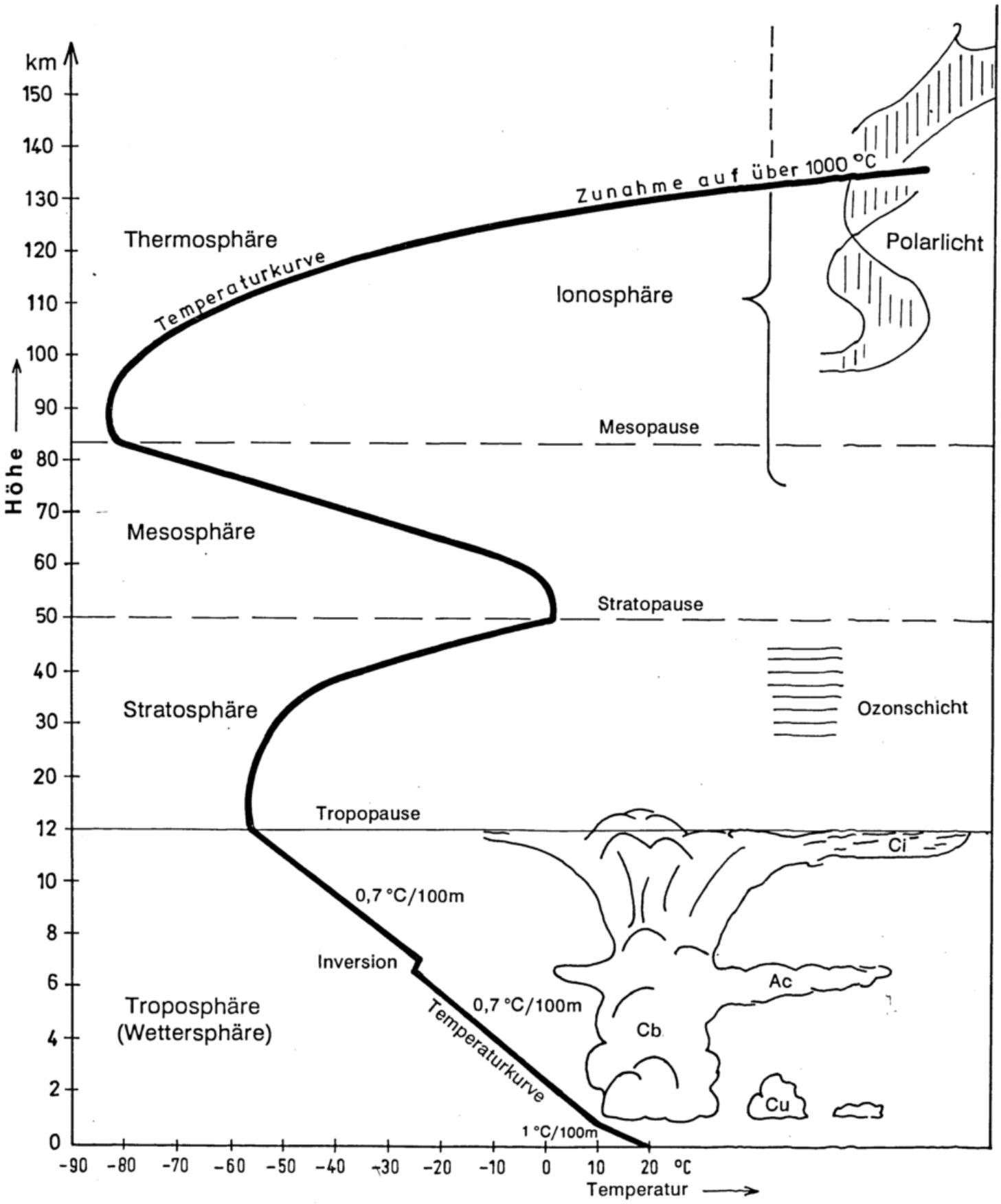


Abb. 1 : Vertikaler Aufbau der Atmosphäre

2 Die Zusammensetzung der Luft

Träger der Wettererscheinungen ist die Luft. Sie ist kein chemisches Element, wie man im Altertum meinte, auch keine chemische Verbindung, sondern einfach ein Gasgemisch, und zwar setzen sich 100 Raumteile der trockenen Luft aus 78 Raumteilen Stickstoff, 21 Raumteilen Sauerstoff und fast einem Raumteil Argon zusammen. Neben Argon sind auch die anderen Edelgase wie Neon und Helium vertreten, allerdings nur in Spuren. Geringfügig sind auch die Mengen an Kohlendioxid (0,02 - 0,04 Volumprozente), Ozon und weiteren Spurengasen (Methan, Chlor-Fluor-Kohlenwasserstoffe, Stickoxide); trotzdem sind diese besonders wichtig für den Wärmehaushalt der Atmosphäre, da sie für die Strahlung in verschiedenen Wellenbereichen undurchlässig sind. Hierdurch bewirken diese von Menschen freigesetzten Stoffe eine Erwärmung der Atmosphäre (Treibhauseffekt), da sie die kurzwellige Sonneneinstrahlung hindurchlassen, die langwellige Wärmeausstrahlung in den Weltraum jedoch behindern.

Ganz unstetig verteilt ist in der Atmosphäre ein Gas, das eigentlich das Wetter macht, der Wasserdampf. Bei Anwesenheit von Wasserdampf spricht man von feuchter Luft. Die unregelmäßige Verteilung rührt daher, daß der Wasserdampf bei den in der Atmosphäre vorkommenden Temperaturen sowohl als unsichtbares Gas als auch in flüssiger oder gar fester Form vorkommen kann. Sein Verhalten wird uns im einzelnen noch besonders beschäftigen.

3 Vertikaler Aufbau der Atmosphäre

Das Wetter spielt sich hauptsächlich in den untersten 12 km der Atmosphäre, in der **Troposphäre,** ab (Abb.1). In ihr nimmt die Temperatur bei trockener Luft um 1 Grad Celsius pro 100 m Höhe ab, - in Abb.1 unterhalb von 1 km Höhe - sofern sich nicht wärmere Luftmassen über kältere schieben. In einem solchen Falle, der in der Zeichnung in 7 km Höhe dargestellt ist, spricht man von einer Inversion. Dort, wo es zur Wolkenbildung kommt, wird Kondensationswärme frei; und die Temperatur nimmt nur noch um 0,5 bis 0,7 Grad Celsius pro 100 m Höhe ab (s.Kap.8.3). Die Abbildung 1 enthält auch die drei "Stockwerke" der Bewölkung (s. Kap.6). Die Tropopause trennt die Troposphäre von der darüberliegenden **Stratosphäre.** Dort hört die Temperaturabnahme mit der Höhe auf. Der untere Teil der Stratosphäre bis zu 35 km Höhe ist kalt; im oberen Teil nimmt die Temperatur stark zu, bis sie in etwa 50 km Höhe Werte um 0 Grad Celsius erreicht. Dies wird von der Ozonschicht verursacht, die einen wesentlichen Teil der kurzwelligen Sonnenstrahlung einfängt und in Wärme umsetzt.

Von der Obergrenze der Stratosphäre, der Stratopause, nimmt die Temperatur mit der Höhe wieder stark ab und erreicht in 80 km Höhe die niedrigsten Werte von -80 bis -90 Grad Celsius. Diese Schicht heißt **Mesosphäre,** durch die Mesopause zur darüberliegenden **Thermosphäre** abgegrenzt. In ihr ist die Bewegungsenergie der Luftmoleküle sehr groß, was einer Temperatur von über 1000 Grad Celsius entspricht. Dort, in etwa 100 km Höhe, beträgt der Luftdruck nur noch 1 Millionstel des Wertes am Erdboden. Diese Zone, wo die Luftmoleküle durch die Teilchenstrahlung der Sonne elektrisch aufgeladen sind, heißt **Ionosphäre.** In ihr treten die Polarlichter auf.

4.2 Temperaturextrema

In heißen Wüsten können die Temperaturen in 2 m Höhe bis 57 °C ansteigen (Al Asisija, Libyen, im August 1923), dicht über dem Sand noch höher. Die bisher tiefste Temperatur wurde mit -89 °C in der Antarktis gemessen. In Deutschland liegt die bisherige absolute Höchsttemperatur bei 40 °C (Juli 1983 in der Oberpfalz), die tiefste Temperatur mit -38 °C (Februar 1929) in Niederbayern.

4.3 Die Temperaturabnahme mit der Höhe

Im allgemeinen nimmt, wie wir in Kapitel 3 erfahren haben, die Lufttemperatur in in der Troposphäre mit der Höhe ab (s.Abb.1). Von wesentlicher Bedeutung für das gesamte Himmelsbild ist oft die Stärke der Temperaturabnahme nach oben. Diese liegt meist zwischen 0,6 und 1 °C pro 100 m Höhenzuwachs.

Wenn ein Luftpaket vom Boden zur Höhe aufsteigt, dehnt es sich aus und muß Arbeit leisten. Diese Energie kann es nur aus seinem Wärmevorrat schöpfen. Darum kühlt es sich um 1 °C pro 100 m Höhenaufstieg ab, sofern die aufsteigende Luft nicht mit Wasserdampf gesättigt ist, die relative Luftfeuchte also unter 100% liegt. Beim Abstieg liegen die Verhältnisse umgekehrt, das Paket erwärmt sich um den gleichen Betrag, 1 °C pro 100 m.

Da die Lufttemperatur im Mittel weniger als 1 °C pro 100 m mit der Höhe abnimmt, liegt die Temperatur eines aufsteigenden Luftpakets in einer bestimmten Höhe unter der Temperatur der ruhenden Luft. Damit ist also die aufsteigende Luft kälter und schwerer als die ruhende Luft in ihrer Umgebung. Die Folge ist, daß sie wieder herabsinkt bis sie die gleiche Temperatur wie ihre Umgebung hat.

Mit Wasserdampf gesättigte Luft (relative Feuchte 100%) kühlt sich beim Aufsteigen nicht so stark ab wie trockene Luft. Da ständig Wasserdampf zu Wassertröpfchen kondensiert, wird Wärme durch den Übergang vom gasförmigen in den flüssigen Zustand frei (Kondensationswärme). Deshalb beträgt die Temperaturabnahme bei wasserdampfgesättigter Luft in den unteren Luftschichten nur 0,5 °C pro 100 m, oberhalb von 1000 m 0,6 °C bis 0,7 °C pro 100 m Aufstieg. Wolkenluft ist nach dem Aufsteigen wärmer und damit leichter als trockene Luft

Man spricht von <u>stabiler</u> Luftschichtung, wenn ein aufsteigendes Luftpaket stets kälter als seine Umgebung wäre, es also in sein Ausgangsniveau zurückfiele (in trockener Atmosphäre bei einer Temperaturabnahme mit der Höhe von weniger als 1 °C pro 100 m). Eine Temperaturabnahme von weniger als 0,5 °C pro 100 m bedeutet auch für wasserdampfgesättigte Luft stabile Schichtung. Bei Umlagerung von gesättigter Luft verwendet man die Begriffe <u>feuchtstabil</u> und <u>feuchtlabil</u> (s.u.).

Eine Luftsäule ist <u>labil</u> geschichtet, wenn ein Luftpaket beim Aufstieg stets wärmer als seine Umgebung bleibt. Eine Temperaturabnahme von 1 °C pro 100 m bedeutet sowohl für ungesättigte als auch für gesättigte Luft labile Schichtung. Dann genügt ein kleiner Anstoß eines Luftpaketes und es steigt selbstständig nach oben, bis es z.B. von einer Inversion (Temperaturzunahme mit der Höhe) oder auch erst von der Tropopause (s. Kap. 3) gestoppt wird, weil seine Temperatur dort der umgebenden Luft entspricht. Am Himmelsbild erkennt man an den Wolkenformen meist, ob die Schichtung stabil oder labil ist (s. Kap. 6.1).
Labile und stabile Schichtungen können rasch wechseln; Labilisierung tritt nach dem Gesagten ein, wenn entweder in den höheren Schichten Kaltluft herangeführt wird oder in den unteren Schichten Warmluft - oder natürlich, wenn

4 Die Temperatur

4.1 Temperaturmessung

Neben dem Wind ist die Temperatur ein sehr wichtiges meteorologisches Element. Bei der Temperaturbestimmung macht man von dem Umstand Gebrauch, daß sich die Körper bei steigender Temperatur ausdehnen, bei abnehmender aber zusammenziehen. Die ersten Thermometer wurden im 17. Jahrhundert gebaut. Das Standartgerät für die Temperaturbestimmung ist das Qecksilberthermometer. Die Thermometerskala ist willkürlich. In vielen Ländern ist durch Gesetz die von dem Schweden Celsius eingeführte Skala im Gebrauch. bei dieser Skala ist der Bereich zwischen siedendem Wasser und schmelzendem Eis (bei 1013 hPa) in 100 gleiche Teile geteilt. In einigen angelsächsischen Ländern ist noch heute die Fahrenheit-Skala in Gebrauch. Damit ergeben sich für den Gefrierpunkt des Wassers +32 Grad Fahrenheit und für den Siedepunkt +212 Grad Fahrenheit. Der Abstand zwischen Gefrierpunkt und Siedepunkt des Wassers ist also in 180 Teile geteilt. Zieht man von einer Fahrenheit-Temperatur 32 ab und nimmt dieses Ergebnis mit 5/9 mal, so erhält man die entsprechenden Celsius-Grade. So ist beispielsweise 50 Grad Fahrenheit = 10 Grad Celsius (^{o}C). Fahrenheit war ein deutscher Gelehrter aus Danzig, der glaubte, daß der Nullpunkt seiner Skala (bei -18 ^{o}C) die tiefste überhaupt erreichbare Temperatur darstellte. Als weiteren Festpunkt setzte er die Körpertemperatur des Menschen mit 100 Grad Fahrenheit (37,8 ^{o}C) an.

Eine weitere Skala für die Temperatur ist nach Kelvin benannt. Sie hat ihren Nullpunkt am absoluten Nullpunkt (-273,15 ^{o}C), wo keine Molekularbewegung mehr stattfindet. Der Schmelzpunkt des reinen Wassers ist mit 273,15 K definiert. 1 Kelvin (1K) entspricht 1 ^{o}C. Temperaturunterschiede werden heute z.T. in Kelvin angegeben. So beträgt die Temperaturdifferenz zwischen 5 ^{o}C und 11 ^{o}C genau 6 K, sprich Kelvin.

Bei der Temperaturmessung ist streng darauf zu achten, daß das Thermometer vor unmittelbarer Strahlung geschützt ist. Ein Thermometer darf also nicht an einer der Sommerstrahlung ausgesetzten Stelle angebracht werden, sondern man muß die Temperatu im Schatten bestimmen. Möglichst sollte man in einigem Abstand von der Nordwand eines Gebäudes messen oder noch besser in einer kleinen vom Wind gut durchlüfteten Thermometerhütte in 2 m Höhe. (s. Lehrmittel 8c). Zur genauen Temperaturbestimmung ist außerdem Voraussetzung, daß nur geprüfte Thermometer verwendet werden und diese dauernd unter Kontrolle gehalten werden, da sich gelegentlich Alterserscheinungen bei den Thermometern zeigen.

Neben dem einfachen Quecksilberthermometern werden im Wetterdienst noch Extremthermometer verwendet. Zur Ablesung der Höchsttemperatur des Tages dient das Maximumthermometer, das nichts anderes ist als ein Fieberthermometer mit einem größeren Meßbereich. Es wird - meist am Abend vorher - durch Herunterschlagen des Quecksilberfadens eingestellt und am anderen Abend die Höchsttemperatur der vergangenen 24 Stunden abgelesen. Die Tiefsttemperatur wird mit einem Minimumthermometer festgestellt. in der alkoholischen Flüssigkeit des waagerecht liegenden Thermometers schwimmt ein Glasstäbchen, das bei sinkender Temperatur von der Flüssigkeit zwar zurückgenommen wird, bei steigender Temperatur aber liegen bleibt, so daß aus der Lage dieses Stäbchens die jeweilige Tiefsttemperatur hervorgeht.

Zur fortlaufenden Registrierung der Temperatur werden Thermographen verwendet, bei denen die Formänderung eines Bimetalls infolge Erwärmung oder Abkühlung die Temperaturanzeige übernimmt, die durch ein Hebelwerk vergrößert auf einer Uhrtrommel zur Aufzeichnung gelangt.

beides der Fall ist. Bekannt ist, daß Cumuluswolken und Schauer am häufigsten nachmittags auftreten, wenn durch Sonneneinstrahlung der Boden und damit die unteren Luftschichten stark erwärmt werden. Diese Erkenntnisse machen die tägliche Beobachtung der Himmelsbilder reizvoll und lehrreich.

5 Luftfeuchtigkeit

In engstem Zusammenhang mit der Temperatur steht der Wasserdampfgehalt der Luft. Je wärmer die Luft ist, desto mehr Wasserdampf kann sie enthalten. Der maximal mögliche Wasserdampfgehalt (100% relative Feuchte) ist für einige Temperaturen in der folgenden Tabelle aufgeführt:

Lufttemperaturen in °C	- 20	-10	0	10	20	30	40
max. Wasserdampfgehalt in g/m^3	1.0	2.3	4.9	9.4	17.3	30.8	52.0

In Wolken, wo also die Luft nicht nur mit Wasserdampf gesättigt ist, sondern auch noch flüssiges Wasser in Form der Wolkentröpfchen enthält, sind die Wassermengen natürlich noch etwas größer. Die **absolute Feuchte** gibt an, wieviel Wasserdampf tatsächlich in der Luft vorhanden ist; die **relative Feuchte** stellt das Verhältnis der absoluten Feuchte zum maximal möglichen Wasserdampf in % dar. Ein Beispiel mag dies verdeutlichen: Die absolute Feuchte betrage 14 g/m^3; damit ergeben sich bei folgenden Temperaturen die darunter aufgeführte relativen Feuchten:

Lufttemperatur in °C	16	20	25	30	35	40	45	50
relative Feuchte in %	100	80	59	44	33	26	20	13

Wenn bei einer Lufttemperatur von +10 Grad Celsius die relative Feuchte 50 % beträgt, so sind in einem Kubikmeter dieser Luft also 1/2 mal 9.4 = 4.7 Gramm Wasser als unsichtbarer Wasserdampf enthalten. Die relative Feuchte kann entsprechend ihrer Festsetzung nur zwischen 0 und 100% schwanken. In den küstennahen Gebieten Norddeutschlands liegt sie im Jahresmittel zwischen 80 und 85%, im Binnenland Deutschlands meist zwischen 75 und 80%. Über Mitteleuropa werden 10% relative Feuchte nur ganz selten unterschritten.

Der Sättigungspunkt, bei dem die relative Feuchte 100 % beträgt kann durch Verdampfen von Wasser oder, wie es meist der Fall ist, durch Abkühlung der Luft erreicht werden. Den Sättigungspunkt nennt man **Taupunkt,** da die Luft, wenn ihre Temperatur diese Schwelle unterschreitet, Flüssigkeit u.a. in Form von Tau ausscheidet. Stimmen Temperatur und Taupunkt überein, beträgt die relative Feuchte 100 %.

Zur Bestimmung des Wasserdampfgehaltes der Luft braucht man 2 Thermometer. Von diesen dient das eine lediglich zur Bestimmung der Lufttemperatur, das andere ist ein sogenanntes feuchtes Thermometer, dessen Quecksilberkugel mit einer einfachen Lage Mull umgeben ist, die vor der Messung befeuchtet wird. An diesem feuchten Thermometer verdunstet das Wasser, besonders dann, wenn das Thermometer gut belüftet ist. Zur Verdunstung wird aber Wärme gebraucht, die dem feuchten Thermometer und der umgebenden Luft entzogen wird. Die Folge ist, daß das feuchte Thermometer tiefere Werte anzeigt als das trockene, um so tiefer, je stärker das Wasser verdunstet, d.h. je trockener die Luft ist. Wenn es sich dagegen um Nebelluft handelt, kann kein Wasser verdunsten, da ja die Luft schon mit Feuchtigkeit gesättigt ist. Beide Thermometer zeigen dann den gleichen Stand an. Aus den beiden Thermometerablesungen kann man deshalb jeweils die Luftfeuchtigkeit berechnen oder einer Tabelle entnehmen.

Die relative Feuchte, die nach dem oben beschriebenen Thermometerverfahren zwar sehr genau, aber umständlich bestimmt werden kann, wird von dem bekannten Haarhygrometer unmittelbar angezeigt. Dieses Gerät wurde 1783 zuerst konstru-

iert. Es besitzt als Hauptbestandteil ein entfettetes Haar, das die Eigenschaft hat, sich in feuchter Luft zu verlängern, in trockener zu verkürzen (umgekehrt wie etwa bei einem Hanfseil). Auch bei den Geräten, die die Feuchtigkeit fortlaufend aufschreiben, werden Haare als Feuchtigkeitsgeber verwendet.

Ein Haarhygrometer, bei dem das Haar unter freiem Luftzutritt steht und das häufiger etwa mit der Thermometermethode kontrolliert wird, liefert eine hinreichend genaue Angabe der gerade herrschenden Luftfeuchtigkeit. Die relative Feuchte zeigt einen täglichen Gang, da sie mittags infolge der Temperaturzunahme geringer ist als abends und morgens. Zeigt das Haarhygrometer eine von diesem Gang abweichende Feuchtigkeitsänderung an, wie wir selbst sie gar nicht wahrnehmen, so kann dies auf eine Wetteränderung hindeuten. Hierdurch hat das Haarhygrometer einen gewissen Ruf als Wetterprophet erworben. Es wird erzählt, daß Schäfer allein durch das Anfühlen der Rückenwolle ihrer Schafe gelegentlich zu richtigen Wettervorhersagen gekommen sind.

Auch andere organische Substanzen sind feuchtigkeitsempfindlich. Bei dem bekannten Wetterhäuschen sorgt beispielsweise die Feuchtigkeitseinwirkung auf eine gedrehte Darmseite, daß bei hoher Feuchtigkeit der Luft das Regenmännchen bei trockener Luft das Frauchen aus dem Haus heraustritt. Auch hier handelt es sich nur um die Anzeige vorhandener Feuchtigkeitsverhältnisse. Ein Wetterprophet ist dieses Wetterhäuschen nicht, vor allem dann nicht, wenn es - wie man gelegentlich sieht - im beheizten Wohnzimmer an der Wand hängt.

6 Wolken und Nebel

6.1 Wolken

Eine zwingende Voraussetzung für die Bildung von Wolken und Nebel ist die **Sättigung der Luft mit Wasserdampf.** Sie kann erreicht werden, wenn der Wasserdampfgehalt durch Verdunstung zunimmt oder eine Abkühlung der Luft auf Temperaturen unter dem Taupunkt (s.Kap.5) erfolgt. Fast alle Wolken bilden sich in **aufsteigender** Luft, die sich bis unter den Taupunkt abkühlt.

Ursachen für das Aufsteigen der Luft und die daraus entstehenden Wolkentypen sind:
- erzwungene Hebung am Gebirge (s. Kap. 8.3); diese Wolken nennt man orographische Wolken.
- Aufsteigen von Luft-"Paketen" bei labiler Schichtung (s.Kap.4.3); dabei entstehen Quellwolken vom Typ "Cumulus".
- großräumiges Aufgleiten von wärmerer Luft auf Kaltluft im Bereich von Tiefdruckgebieten; es entstehen sog. Schichtwolken vom Typ "Stratus".

Die beiden Hauptarten der Wolken sind also **Schichtwolken** und **Quellwolken.** Bei **stabiler** Schichtung mit einer Behinderung der Senkrechtbewegungen sind die Wolken hauptsächtlich in der Horizontalen ausgebreitet; oft überdeckt eine einförmige, konturlose Wolkendecke den Himmel; etwaiger Regen fällt anhaltend gleichförmig.
Bei **labiler** Schichtung zeigen die Wolken eine hochaufgetürmte Form. Sie ähneln einem Blumenkohl oder einem Gebirge und können im Sommer bei uns bis zu 15 km Höhe emporreichen. Dazwischen zeigt der blaue Himmel eine absinkende Luftbewegung an, in der sich Wolken auflösen. Etwaiger Regen fällt in Form von Schauern oder Gewittern.
Eine Kombination aus Schicht- und Qellwolken bilden die Stratocomulus- und Altocumulus-Wolken. Sie entstehen infolge Hebung durch turbulente Luftbewegung.

Zur Wolkenbildung sind **Kondensationskerne** erforderlich, das sind kleine Staubteilchen, über den Meeren Salzpartikeln, die in der Atmosphäre stets vorhanden sind und an denen sich winzige Wolkentröpfchen bilden können. In einer reinen, staubfreien Atmosphäre wäre dies auch bei starker Übersättigung der Luft nicht möglich. - Bei sehr tiefen Temperaturen bilden sich an den Gefrierkernen (Staubteilchen) Eiskristalle.

Ist die Luft wärmer als -10 °C Celsius, bestehen die Wolken nur aus Wassertröpfchen (Wasserwolken), unterhalb von -35 °C ausschließlich aus Eiskristallen (Eiswolken) zwischen -10 °C und -35 °C Celsius kommen beide Arten nebeneinander vor.

Nur **Nieselregen** entsteht durch ein Zusammenwachsen von flüssigen Wolkentröpfchen. **Schneeflocken** oder **Graupelkörner** bilden sich, wenn Eiskristalle durch Wasserwolken fallen und dabei anwachsen. Je nach der Temperatur der unteren Luftschichten erreichen die Schneeflocken oder Graupelkörner den Erdboden oder tauen schon vorher auf und kommen als **Regen** unten an.

Die Wolken werden nach ihrer Höhenlage in drei **"Stockwerke"** unterteilt, in hohe, mittelhohe und tiefe Wolken.
Hohe Wolken bestehen wegen der sehr niedrigen Temperaturen in der Höhe aus Eisnadel-Kristallen und befinden sich i.a. oberhalb von 6000 m; in kalter Winterluft können sie auch in gemäßigten Breiten bis 3000 m herab vorkommen. Zu dieser Gruppe gehören (in Klammern die Abkürzung und das Wetterkartensymbol):

Cirrus (Ci ⌒) : isolierte, weiße oder überwiegend weiße Wolken in Form zarter Fäden, Flecken oder schmaler Bänder (s.Abb.2)

Cirrocumulus (Cc ≈): dünne weiße Flecken, Felder oder Schichten von Wolken ohne Eigenschatten, zusammengesetzt aus sehr kleinen Elementen in Form von Körnern, Rippeln. Die meisten Wolken haben eine Breite von weniger als 1 Grad.

Cirrostratus (Cs 2): durchscheinender, weißer Wolkenschleier von faserigem, haarähnlichem oder glattem Aussehen. Ruft i.a. Haloerscheinungen hervor.

Mittelhohe Wolken bestehen aus Eiskristallen, Wassertröpfchen oder einer Mischung aus beidem. Ihre Untergrenzen liegen - mit Ausnahme des dichten Altostraus und des Nimbostratus - oberhalb von 2500 m. Ihre mittlere Maximalhöhe beträgt 5000 m bis 6000 m. Zu dieser Gruppe gehören:

Altocumulus (Ac ∽): weiße oder graue Flecken, Felder oder Schichten von Wolken in Form von Schuppen, Ballen oder Walzen. Die Wolkenteile haben gewöhnlich eine Breite von 1 bis 5 Grad (s.Abb.3).

Altostratus (As ⌒): graue Wolkenfelder oder -Schichten, stellenweise so dünn, daß die Sonne schwach wie durch Mattglas zu erkennen ist. Es treten keine Halo-Erscheinungen auf. Der As reicht oft über das mittlere Niveau hinaus.

Nimbostratus (Ns ⌒): graue Wolkenschicht, die so dicht ist, daß die Sonne nicht durchscheinen kann. Er bringt zum Teil langandauernden Regen und erstreckt sich gewöhnlich sowohl ins tiefe als auch ins hohe Niveau.



Abb. 2 : Cirrus



Abb. 3 : Altocumulus

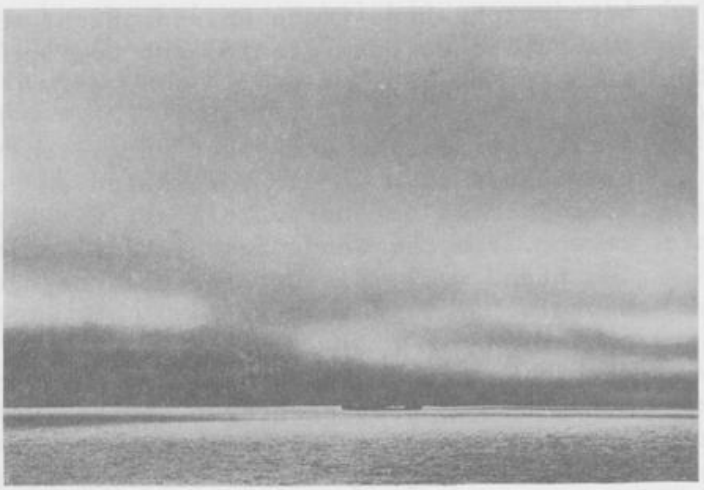


Abb. 4 : Stratus

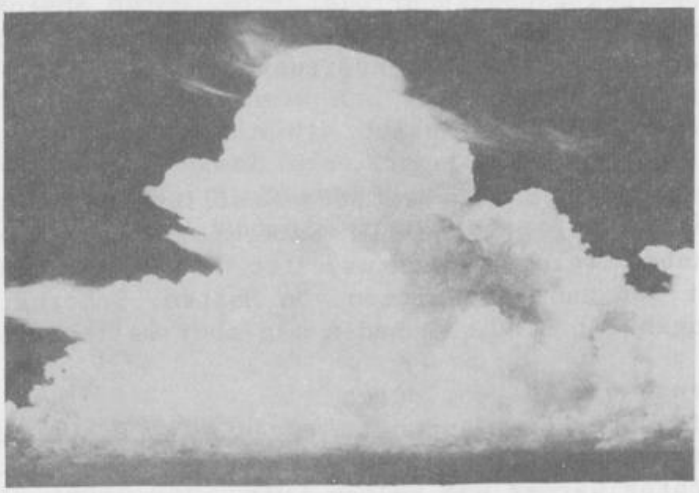


Abb. 5 : Cumulonimbus

Tiefe Wolken bestehen aus Wassertröpfchen; ihre Untergrenze liegt stets unterhalb von 2500 m und kann bis in Bodennähe absinken. Zu dieser Gruppe gehören:

Stratocumulus (Sc): graue und/oder weißliche Flecken, Felder oder Schichten von Wolken aus mosaikförmigen Schollen, Ballen oder Walzen nicht-faseriger Struktur. Die kleineren Wolkenteile haben eine Breite von mehr als 5 Grad.

Stratus (St): eine durchgehend graue Wolkenschicht mit ziemlich einheitlicher Untergrenze, aus der Sprühregen fallen kann (s.Abb.4).

Cumulus (Cu): isolierte, dichte und scharf abgegrenzte Wolken. Sie entwickeln sich in der Vertikalen in Form von Kuppeln oder Türmen, im oberen Teil oft wie Blumenkohl aussehend. Von der Sonne beschienene Teile sind meist leuchtend weiß, die Untergrenzen dagegen verhältnismäßig dunkel.

Cumulonimbus (Cb): dichte Wolke von beträchtlicher Ausdehnung in Form eines hohen Berges oder mächtigen Turmes. Wenigstens der obere Abschnitt weist glatte Formen auf oder ist faserig und fast immer abgeflacht. Dieser Teil breitet sich vielfach amboßförmig oder wie ein großer Federbusch aus (s.Abb.5)

Cu und Cb haben ihre Basis im tiefen Niveau, ihre Obergrenzen reichen oft ins mittelhohe oder hohe Stockwerk. Cumulonimben durchdringen manchmal sogar die Tropopause um 1-4 km. Die höchsten Gipfel wurden in USA bei 22 km Höhe vermessen.

Wolken lösen sich auf, wenn
- der Wasserdampfgehalt durch Ausregnen abnimmt,
- eine Erwärmung über den Taupunkt erfolgt, z.B. durch Absinken oder
- eine Mischung der Wolkenluft mit trockener Luft erfolgt, wobei dann ebenfalls die Taupunkttemperatur überschritten wird.

6.2 Nebel

Nebel ist nichts anderes als auf dem Boden aufliegende Wolken. Dabei beträgt die Sichtweite weniger als 1 km; im Extremfall kann sie sogar auf 5 m zurückgehen. **Hochnebel** (tiefer Stratus) ist Nebel, dessen Untergrenze vom Boden abgehoben ist, so daß die Spitzen von Masten, Schornsteinen, Türmen und Hügeln in Nebel eingehüllt sind, am Boden man aber weiter als 1 km sehen kann.

Nebel entsteht, ebenso wie Wolken, durch
- Abkühlung der Luft unter den Taupunkt,
- Zunahme des Wasserdampfgehaltes durch Verdunstung und, selten,
- Mischung von feuchter warmer und kalter Luft.

Er löst sich auf durch
- Erwärmung der Luft über den Taupunkt,
- Feuchteabnahme durch Tau- und Reifbildung am Untergrund
- Mischung der Nebelluft mit trockener Luft oder durch eine Kombination all dieser Prozesse.

Nur der sog. **orographische Nebel/Hochnebel** entsteht durch eine aufsteigende Luftbewegung am Berg. Bei der Bildung der übrigen Nebelarten jedoch erfolgt die Abkühlung der Luft nicht durch Hebung.

Die häufigste Nebelart über dem Binnenland ist der **"Strahlungsnebel"**. Er trägt diese Bezeichnung, weil sich der Boden und die untersten Luftschichten in klaren Nächten durch Wärmeausstrahlung abkühlen. Diese Nebelart entsteht nanatürlich besonders häufig in den langen Herbst- und Winternächten. Wenn tagsüber die Sonne scheint, gelangt ein Teil der Einstrahlung durch den Nebel hindurch, erwärmt den Untergrund und dieser die bodennahe Luft, so daß der Nebel stets von unten her aufgelöst wird.

Über dem Meer ist **Kaltwassernebel** die häufigste Nebelart. Er bildet sich, wenn wärmere Luft über kaltes Wasser streicht, dessen Temperatur unter der des Taupunktes der Luft liegt. Solcher Nebel bildet sich auf der Nord- und Ostsee am ehesten im Frühling, wenn das Wasser vom Winter her noch kalt ist. Sonst tritt er über kalten Meeresströmungen (z.B. Labradorstrom) oder über vereisten Meeresgebieten besonders häufig auf. Die gleiche Entstehungsursache hat der **Tauwetternebel** über Land: Auch hierbei strömt milde und feuchte Luft mit Taupunkten über höher als 0 °C. über eine Schneedecke oder über gefrorenen Boden. Solche Kaltwasser- bzw. Tauwetternebel sind sehr zäh und lösen sich erst auf, wenn der Schnee weggetaut, der Boden eisfrei ist oder eine trocknere Luft heranweht.
Steht genügend Feuchtigkeit zur Verfügung, was auf See immer der Fall ist, kann sich der Nebel durch Verdunstung bilden **(Verdunstungsnebel)**. Voraussetzung dabei ist, daß der vertikale Abtransport der feuchten Luft durch eine Inversion (Temperaturumkehrschicht in einigen 10 bis 100 m Höhe) behindert wird. Eine Spezialform des Verdunstungsnebels ist der **"Seerauch"**: An sehr kalten Tagen kann man beobachten, wie ein nicht zugefrorener Fluß, See oder das Meer "dampfen". Dies passiert, wenn die Luft mindestens 10 °C kälter ist als das Wasser. Dann ist bei Wind die Verdunstung sehr stark. Der Wasserdampf kondensiert in der kalten Luft und bildet die Nebelschwaden, die wie Rauch aussehen. Schon in geringer Höhe verdunsten die Nebeltröpfchen durch Vermischung mit trockener Luft, so daß die Seerauch-Schicht nur wenige Meter dick ist.

An der Küste kommen alle Arten von Nebel vor: Es gibt den Strahlungsnebel und den Tauwetternebel des Binnenlandes und den Seenebel (Kaltwassernebel), der vormittags mit dem Seewind (s.Kap.8.2) hereindriftet und eine plötzliche Sichtverschlechterung und Temperaturrückgang bewirkt. Für Wattwanderer und Segler, die morgens bei Sonnenschein und guter Sicht gestartet sind, kann er gefährlich werden, wenn sie darin die Orientierung verlieren.- Hauptsächlich im Winter kann Verdunstungsnebel die Küste erreichen und bei sehr kaltem Wetter tritt über See und den Flußmündungen Seerauch auf. An Steilküsten gibt es orographischen Nebel, und überall kann gelegentlich Mischungsnebel auftreten.

7 Der Luftdruck

7.1 Die Messung des Luftdruckes.

Die Luft zeigt, wie jedes Gas, stets einen gewissen Druck. In der Atmosphäre ist der Druck zeitlich und von Ort zu Ort verschieden; es gibt große Gebiete hohen Luftdrucks, denen ausgedehnte Tiefdruckgebiete gegenüberstehen. Die Strömungen der Luft (Winde, Stürme) sind eine unmittelbare Folge dieser Luftdruckgegensätze, die sich auszugleichen versuchen.

Auf eine genaue Messung des Luftdruckes wird deshalb bei den Wetterbeobachtungen sehr viel Wert gelegt. An den Wetterstationen erfolgen diese Messungen mit Hilfe des **Quecksilberbarometers**, das zuerst von dem Italiener Viviani 1643 aufgrund von Toricellis Ideen über das Verhalten der Luft gebaut wurde. Als Zimmerbarometer hat sich das **Metallbarometer** eingebürgert, das bei guter Aus-

führung eine hinreichend genaue und unmittelbare Ablesung des Luftdruckes gestattet. Die bei diesem Gerät in alter Gewohnheit verzeichneten Wetterangaben bei den verschiedenen Luftdrucken sind dagegen meist irreführend. Wichtigster Bestandteil des Gerätes sind eine oder mehrere Metalldosen, die zur vergrößerung ihrer Oberfläche aus gewelltem Neusilberblech bestehen. Sie sind nahezu luftleer und würden von dem äußeren Luftdruck fast vollständig zusammengedrückt werden, wenn nicht eine Blattfeder, die meist außerhalb, gelentlich aber auch innerhalb der Dose angebracht ist, dies verhinderte. Bei hohem Luftdruck wird diese Feder stärker beansprucht als bei tiefem, und diese Änderung wird auf den über der Ableseskala spielenden Zeiger übertragen. Die ganze Vorrichtung kann als Federwaage aufgefaßt werden, mit deren Hilfe die Luft gewogen wird.

Der Luftdruck ist gleich dem Gewicht der senkrechten Luftsäule, die mit 1 Quadratzentimeter Querschnitt über dem Beobachtungsort bis zur äußersten Grenze der Atmosphäre reicht. Wenn man beispielsweise an dem Barometer 1013 hPa Luftdruck abliest, so bedeutet dies, daß die Luftsäule über dem Beobachtungsort unter dem Einfluß der Schwerkraft genau den Druck von 101300 Pascal ausübt. Man gibt den Luftdruck in Hektopascal (hPa) an (101300 Pa = 1013 hPa), weil dies genau der früher verwendeten Einheit Millibar (mbar) entspricht. Auf alten Barometern findet man Druckskalen in Millimeter Quecksilbersäule (mm). 750 mm entsprechen 1000 hPa. Man braucht also nur den mm-Wert mit 4/3 zu multiplizieren, um hPa-Werte zu erhalten.

Geht man mit dem Barometer auf einen Berg, so kommt das Stück der Luftsäule unter der Höhe des Berges nicht mehr zur Wirkung, und der Luftdruck muß infolgedessen auf dem Berg entsprechend niedriger sein. Diese Tatsache wurde schon bald nach Erfindung des Barometers durch Versuche festgestellt. Die Rechnung ergibt, daß in den unteren Höhen der Druck etwa pro 8 m Höhenerhebung um 1 hPa abnimmt. Unsere gebräuchlichen Höhenmesser, die bei Wanderungen oder auch im Flugzeug zur Bestimmung der Höhe Verwendung finden, sind nichts anderes als kleine handliche Metallbarometer, die lediglich mit einer Höhenskala statt mit einer Druckskala versehen sind. Da der Luftdruck zeitlich und örtlich veränderlich ist, muß man diese Geräte allerdings vor der Benutzung immer erst bei einer bekannten Höhe richtig einstellen.

In hPa werden die Luftdruckwerte mittels der **Isobaren** auf den Wetterkarten dargestellt. Zum Zeichen dieser Linien gleichen Druckes kann man aber die Luftdrucke, die an den einzelnen, verschiedenen hoch liegenden Stationen bestimmet wurden, nicht unmittelbar verwenden, da der Druck mit der Höhe abnimmt. Man muß also vorher alle Druckangaben auf Meereshöhe = Normal Null (NN) umrechnen, um sie wirklich miteinander vergleichen zu können.

Von den auf der Erdoberfläche möglichen Luftdruck-Extremwerten geben die nachstehend aufgeführten eine Vorstellung. In Westsibirien wurde der bisher höchste Luftdruckwert von 1084 hPa gemessen, als niedrigster Luftdruck 870 hPa in einem Taifun. Der mittlere Luftdruck im Meeresniveau auf der gesamten Erde beträgt etwa 1012 hPa; berücksichtigt man aber die Erhöhungen der Erdoberfläche auf Kontinenten, so kommt man zu einem mittleren Luftdruck von 987 hPa.

Die "Standardatmosphäre", die auch bei der Eichung der Höhenmesser genutzt wird, wurde international definiert; sie hat im Meeresniveau (0 m) einen Luftdruck von 1013,2 hPa bei einer Temperatur von +15 °C. Die Tropopause liegt in 226,0 hPa mit einer Temperatur von -56,5 °C.

7.2 Die Luftdruckkarte

Bedeutsamer als die absoluten Luftdruckwerte, sind für das Wettergeschehen die Luftdruckgegensätze, wie sie sich bei der Darstellung der Luftdruckverteilung mittels der Linien gleichen Druckes im Meeresniveau (Isobaren) auf der Wetterkarte zeigen. Es ist wichtig, sich über einige Begriffe, die bei der Schilderung solcher Luftdruckfelder in den Wetterberichten auftreten, klar zu sein.
Zunächst ist zu beachten, daß die Luftdrucke, die zur Zeichnung einer solchen Karte dienen, alle zur gleichen Zeit gemessen wurden. Aus diesem Grunde können die Isobaren, die herkömmlicherweise von 5 zu 5 hPa gezeichnet werden, sich niemals schneiden, denn das würde sonst bedeuten, daß für diesen Ort zu derselben Zeit zwei oder mehrere verschiedene Luftdruckwerte gelten. Weiterhin wird man bei der fortlaufenden Betrachtung der Wetterkarten leicht feststellen, daß offenbar gar nicht jede beliebige Isobarenform möglich ist, sondern daß sich gewisse Grundformen herausschälen lassen, die immer wieder auftreten. Die nachstehende schematische Zeichnung (Abb.6) soll dies näher erläutern. Sie gibt - wie jede Wetterkarte - nur einen Ausschnitt aus dem Luftdruckfeld auf der gesamten Erdoberfläche, und infolgedessen zeigt sie Isobaren, die am Kartenrand enden. Grundsätzlich läuft jede Isobare in sich zurück. In unserer Zeichnung umschließen z.B. die 1015, 1020 und 1025 hPa-Isobaren die Hochdruckgebiete (H), die Isobaren unter 1010 hPa die Tiefs (T).

Statt von Tief und Hoch spricht man gelegentlich auch von Zyklone und Antizyklone. Für das Tief sind auch noch die Ausdrücke Depression, Minimum und Wirbel gebräuchlich. Das innerste Gebiet des Tiefs wird Zentrum genannt. Ein Hoch ist der Schwerpunkt des hohen Druckes. Neben diesen Grundformen gibt es im Gebiet des Hochdrucks weiterhin den Hochdruckkeil (in der Zeichnung mit h bezeichnet); wenn diese gelegentlich einen besonderen Schwerpunkt zeigt, spricht man von einem Teilhoch (Ht in der Zeichnung) und schließlich von einer Hochdruckbrücke (B), die zwischen zwei Tiefdruckgebieten von einem Hoch zum anderen führt.

Ein Teiltief ist in der Zeichnung links oben die kleine mit "t" markierte Erscheinung, eine sog. Welle oder Wellenstörung, denn ihre Tiefausläufer (Warmfront, Kaltfront,s. Kap 10.2) verlaufen in Form einer Welle. Sie entsteht in der Frontalzone, dem Zusammentreffen meist polarer und subtropischer Luftmassen, zieht schnell und entwickelt sich manchmal durch Vertiefen rasch zum Sturmtief. Eine Wellenstörung hat noch keine um sich geschlossene Isobare. Falls sie in ihrer Entwicklung eine solche bekommt, spricht man von einem Randtief (Mitte unten in der Abb.6).

Tiefdruckrinnen sind streifenförmige Gebiete tiefen Luftdrucks zwischen Hochdruckgebieten. Die ITC (Intertropische Konvergenzzone) ist z.B. so eine Tiefdruckrinne. Neben den Fronten werden gelegentlich auch Tröge (s.u.) und Tiefdruckrinnen als Tiefausläufer bezeichnet.

An den Fronten treten Isobarenknicke auf, ein Zeichen dafür, daß die Strömungsverhältnisse der Luft an dieser Stelle sich sprunghaft ändern. Auch an einem Trog (vom rechten oberen Tief ausgehend) weisen die Isobaren eine schärfere Krümmung zum Tief hin (zyklonale Krümmung) auf als in anderen Bereichen des Tiefs. Hier herrscht besonders schlechtes Wetter mit vielen Schauern und Sturm.

In der Zeichnung (Abb.6) ist die jeweilige Richtung der Luftströmung durch Pfeile angedeutet. Die Luft strömt in Richtung der Isobaren und zwar wehen die Winde auf der Nordhalbkugel um das Hochdruckgebiet rechts herum (im Uhrzeigersinn), um das Tief jedoch links herum. Auf der Südhalbkugel ist es umgekehrt. Was hindert die Luft daran, von dem Hoch aus entsprechend dem Druckgefälle,

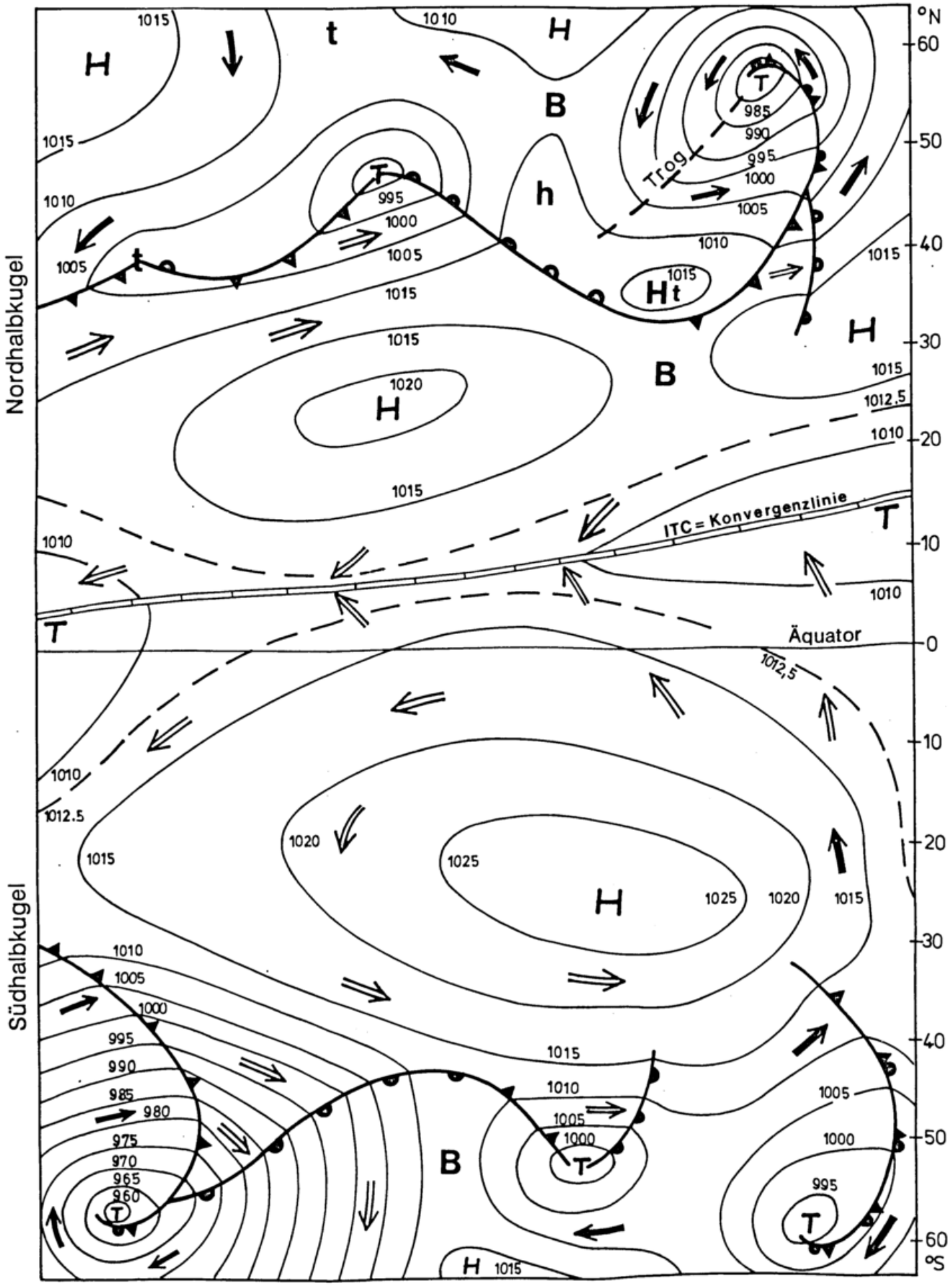


Abb. 6 : Schematische Darstellung von Luftdruckgebilden auf der Nord- und Südhalbkugel (die Erläuterung der Wetterfronten erfolgt in Kap. 10.2)

d.h. rechtwinklig zu den Isobaren unmittelbar in das Tief abzuströmen und dieses schleunigst aufzufüllen? Schuld daran ist die Erdumdrehung, der die Tiefs und Hochs ihre manchmal recht beträchtliche Lebensdauer verdanken. Bei nichtrotierender Erde würden entstehende Druckunterschiede sofort ausgeglichen werden, und es gäbe in der Atmosphäre nur echte Wirbel wie Wind- und Wasserhosen (s.Kap. 8.7).
Die Wirkung der Erdumdrehung auf die Bewegung der Luft ist nicht leicht zu verstehen. Noch am ehesten wird die Sache klar bei anfänglichen reinen Süd- oder Nordwinden. Einer Luftmenge in südlichen Breiten der Nordhalbkugel wohnt nämlich infolge der Erdumdrehung eine größere West-Ostgeschwindigkeit inne als der Luft weiter im Norden, weil sie wegen des größeren Abstandes von der Erdachse in den 24 Stunden einer Erdumdrehung einen größeren Kreis beschreiben muß als die luft in nördlicheren Breiten. Diese größere West-Ostgeschwindigkeit bringt sie nun bei dem angenommenen Abfließen nach Norden mit und eilt infolgedessen einem Punkt, der anfänglich genau nördlich von ihr lag, nach Osten voraus. Je weiter sie nach Norden kommt, um so größer wird das Vorauseilen, und so wird aus einem anfänglichen Südwind allmählich ein Südwest-, Westwind usw.. Ein anfänglicher Nordwind bringt die Luft in südlichere Breiten, und diese Luft muß wegen der ihr innewohnenden geringeren West-Ostgeschwindigkeit zurückbleiben; aus dem Nordwind wird ein Nordost- bis Ostwind. In beiden Fällen wird also auf der Nordhalbkugel der Wind aus seiner ursprünglichen Richtung nach rechts abgelenkt. Dies gilt auch für jede andere Richtung. Auf der Südhalbkugel wird, wie man sich entsprechend klar machen kann, der Wind nach links abgelenkt.

Stellt man sich (auf der Nordhalbkugel) mit dem Wind im Rücken auf, so hat man demzufolge den tiefen Druck nicht geradewegs voraus, sondern links und den hohen Druck rechts. Daraus folgt, daß die Luft auf der Nordhalbkugel ein Hochdruckgebiet stehts rechts herum, ein Tiefdruckgebiet links herum umkreisen muß. Dieses für die Wetterkunde grundlegende Gesetz wurde 1860 von Buys-Ballot gefunden und ist seitdem als barisches Windgesetz bekannt.

8 Der Wind

8.1 Windmessung und Windschätzung

Von den Beobachtungen, die die meteorologischen Stationen regelmäßig anstellen, ist die Bestimmung des Windes eine der wichtigsten. Die Windrichtung wird mit Hilfe einer freistehenden, leicht beweglichen Windfahne festgestellt. Windrichtung ist dabei diejenige, aus der der Wind kommt. Die Windrichtung wird entweder in Grad angegeben oder die Himmelsrichtung genannt (s.Windtafel).

Schwieriger ist die Bestimmung der Windstärke. Zu genaueren Messungen dient ein Windrad, das aus einem Schalenkreuz besteht, oder ein Staurohr, wie es beispielweise auch im Flugzeug zur Ermittlung der Fluggeschwindigkeit benutzt wird. Im ersten Fall ist die Umdrehungsgeschwindigkeit des Windrades ein Maß für die Windgeschwindigkeit, im anderen die durch die strömende Luft hervorgerufenen Druckunterschiede. Oft wird gerade Laien die Windstärke durch Schätzung bestimmt werden. Hierfür hat sich seit langem eine 1805 von dem Admiral Beaufort - ursprünglich nur für Zwecke der Segelschiffsführung - geschaffene Windstärkenskala von 0 bis 12 eingebürgert.

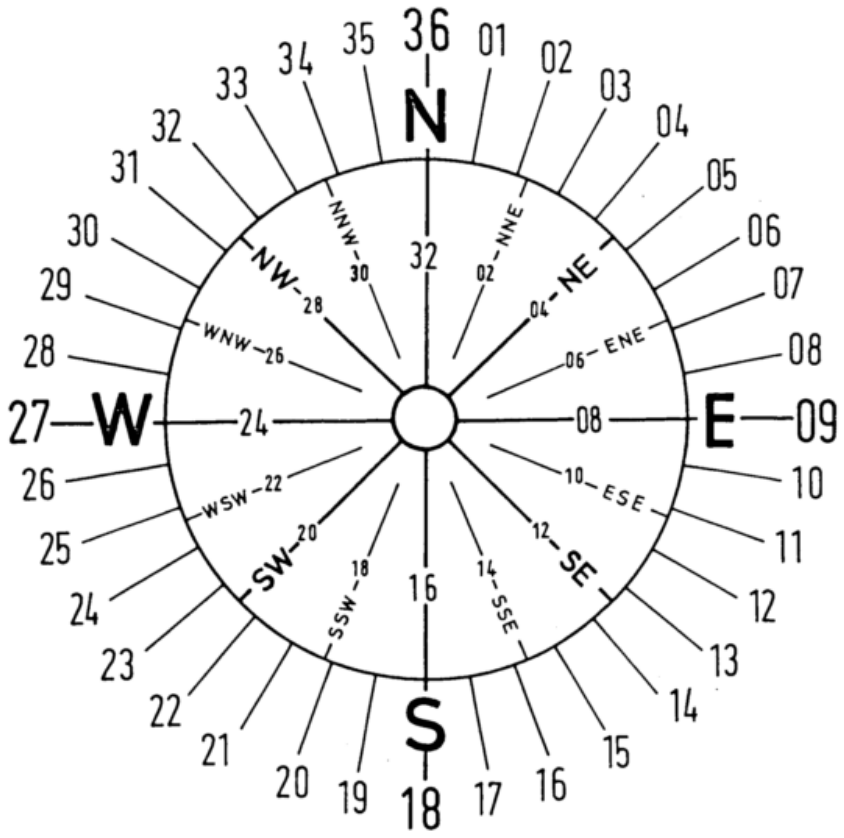
Diese Skala wurde von dem Deutschen Petersen zur Schätzung der Windstärke übertragen, so daß man aus dem Aussehen der Meeresoberfläche die Windstärken bestimmen kann. Später wurden auch für das Binnenland die Merkmale festgelegt, die das Schätzen der Windstärke erlauben (s.Tafel 1a: "Beaufortskala und Windgeschwindigkeit" auf S. 18, die auch die Bezeichnung der Beaufortgrade = Windstärken enthält). Über eine Umrechnungsskala, die für Seegebiete entwickelt

BEAUFORTSKALA UND WINDGESCHWINDIGKEIT

Beaufortgrad	Bezeichnung	Auswirkungen des Windes im Binnenland	Auswirkungen des Windes auf der See	Windgeschwindigkeit in Knoten
0	still	Windstille, Rauch steigt gerade empor.	Spiegelglatte See.	< 1
1	leiser Zug	Windrichtung angezeigt nur durch Zug des Rauches, aber nicht durch Windfahne.	Kleine schuppenförmig aussehende Kräuselwellen ohne Schaumköpfe.	1 - 3
2	leichte Brise	Wind am Gesicht fühlbar, Blätter säuseln, Windfahne bewegt sich.	Kleine Wellen, noch kurz, aber ausgeprägter. Kämme sehen glasig aus und brechen sich nicht.	4 - 6
3	schwache Brise	Blätter und dünne Zweige bewegen sich, Wind streckt einen Wimpel.	Kämme beginnen sich zu brechen. Schaum überwiegend glasig, ganz vereinzelt können kleine weiße Schaumköpfe auftreten.	7 - 11
4	mäßige Brise	Hebt Staub und loses Papier, bewegt Zweige und dünnere Aste.	Wellen noch klein, werden aber länger, weiße Schaumköpfe treten aber schon ziemlich verbreitet auf.	11 - 16
5	frische Brise	Kleine Laubbäume beginnen zu schwanken. Schaumköpfe bilden sich auf Seen.	Mäßige Wellen, die eine ausgeprägte lange Form annehmen. Überall weiße Schaumkämme. Ganz vereinzelt kann schon Gischt vorkommen.	17 - 21
6	starker Wind	Starke Aste in Bewegung. Pfeifen in Telegraphen-Leitungen. Regenschirme schwierig zu benutzen.	Bildung großer Wellen beginnt, Kämme brechen sich und hinterlassen größere weiße Schaumflächen. Etwas Gischt.	22 - 27
7	steifer Wind	Ganze Bäume in Bewegung, fühlbare Hemmung beim Gehen gegen den Wind.	See türmt sich. Der beim Brechen entstehende weiße Schaum beginnt sich in Streifen in die Windrichtung zu legen.	28 - 33
8	stürmischer Wind	Bricht Zweige von den Bäumen, erschwert erheblich das Gehen im Freien.	Mäßig hohe Wellenberge mit Kämmen von beträchtlicher Länge. Von den Kanten der Kämme beginnt Gischt abzuwehen. Schaum legt sich in gut ausgeprägten Streifen in die Windrichtung.	34 - 40
9	Sturm	Kleinere Schäden an Häusern (Rauchhauben und Dachziegel werden abgeworfen).	Hohe Wellenberge, dichte Schaumstreifen in Windrichtung. "Rollen" der See beginnt. Gischt kann die Sicht schon beeinträchtigen.	41 - 47
10	schwerer Sturm	Entwurzelt Bäume, bedeutende Schäden an Häusern.	Sehr hohe Wellenberge mit langen überbrechenden Kämmen. See weiß durch Schaum. Schweres stoßartiges "Rollen" der See. Sichtbeeinträchtigung durch Gischt.	48 - 55
11	orkanartiger Sturm	Verbreitet Sturmschäden (sehr selten im Binnenland).	Außergewöhnlich hohe Wellenberge. Durch Gischt herabgesetzte Sicht.	56 - 63
12	Orkan	Schwerste Verwüstungen.	Luft mit Schaum und Gischt angefüllt. See vollständig weiß. Sicht sehr stark herabgesetzt. Jede Fernsicht hört auf.	64 und mehr

Tafel 1a: Beaufortskala und Windgeschwindigkeit

WINDTAFEL



Beziehungen zwischen Beaufortgraden, Windgeschwindigkeiten und Staudruck

Bft-grad	Windgeschwindigkeit Bereiche m/s	Knoten	km/h	Äquivalentwerte m/s	kn	km/h	Staudruck Pa=N/m²
0	0 - 0,2	unter 1	unter 1	.0	.0	.0	.0
1	0,3 - 1,5	1 - 3	1 - 5	.9	1.7	3.1	.5
2	1,6 - 3,3	4 - 6	6 - 11	2.4	4.7	8.7	3.7
3	3,4 - 5,4	7 - 10	12 - 19	4.3	8.4	15.6	11.7
4	5,5 - 7,9	11 - 16	20 - 28	6.7	13.0	24.1	28.0
5	8,0 - 10,7	17 - 21	29 - 38	9.4	18.3	33.9	55.4
6	10,8 - 13,8	22 - 27	39 - 49	12.3	23.9	44.3	94.5
7	13,9 - 17,1	28 - 33	50 - 61	15.5	30.2	55.9	150.9
8	17,2 - 20,7	34 - 40	62 - 74	18.9	36.8	68.2	224.0
9	20,8 - 24,4	41 - 47	75 - 88	22.6	44.0	81.5	320.2
10	24,5 - 28,4	48 - 55	89 - 102	26.4	51.4	95.2	437.0
11	28,5 - 32,6	56 - 63	103 - 117	30.6	59.4	110.0	583.6
12	32,7 und mehr	64 und mehr	118 und mehr	34.8	67.7	125.4	758.1

Die Äquivalentwerte sind langjährige Mittelwerte der Windgeschwindigkeit (in verschiedenen Maßeinheiten) für die einzelnen Beaufort-Grade gemäß WMO-Vorschrift (1949).

Die Staudruck-Angaben P wurden aus den Äquivalentwerten V in m/s vereinfacht berechnet gemäß Entwurf zur DIN 1055, Teil 4:

$$P = V^2/1.6 \text{ (in Pa = N/m}^2\text{)}.$$

Tafel 1b: Windrichtungstafel und Beziehungen zwischen Beaufortgraden, Windgeschwindigkeiten und Staudruck

wurde, kann man nun den Beaufort-Stärken (Bft) bestimmte Geschwindigkeitkeitsreiche bzw. Mittelwerte, sog. Äquivalentwerte, zuordnen (Tafel 1b).

Die Windgeschwindigkeit wird in m/s oder in Knoten (kn) angegeben, die man in km/h umrechnen kann: 1 kn = 1.853 km/h. Tafel 2 enthält für jede Windstärke Geschwindigkeitsbereich und Äquivalentwert in m/s, kn und km/h sowie den zugehörigen Staudruck, den der Wind ausübt.

In größeren Höhen (ca. 10 km) wurden schon Windgeschwindigkeiten von ca. 300 kn gemessen; die stärksten Winde (10-Minutenmittel) in tropischen Wirbelstürmen erreichen über der Meeresoberfläche etwa 160 kn, in außertropischen Orkantiefs ca. 100 kn, in Böen mehr. Kleinräumig können in nordamerikanischen Tornados (s.Kap. 8.7) noch höhere Windgeschwindigkeiten auftreten. Die errechneten "Jahrhundert-Böen (sie treten im statistischen Mittel einmal in 100 Jahren auf) erreichen im deutschen Nordsee-Küstengebiet 100 kn.

8.2 Land-Seewind, Berg-Talwind

An heiteren Frühlings- und Sommertagen ohne stärkere großräumige Luftdruckgegensätze entsteht an der Küste tagsüber der Seewind, nachts der entgegengesetzt wehende Landwind. Dies ist ein thermisches Windsystem, das durch die Temperaturunterschiede zwischen Land und Meer entsteht.

Wenn morgens die Sonne scheint, erwärmt sich das Land recht stark, die See hingegen kaum. Über Land beginnt sich die Luft auszudehnen und aufzusteigen. Es bildet sich ein "Luftbuckel" von dem die Luft in der Höhe zum Gebiet mit geringerer Erwärmung, also in Richtung See abströmt. Durch diesen Abfluß von Luft fällt der Luftdruck in Bodennähe über Land, während er über See steigt. Um diese Unterschiede auszugleichen, fließt die Luft vom Meer zum Land. Es besteht also eine Kleinzirkulation mit dem Seewind in Bodennähe bis etwa 400 m Höhe, Aufsteigen über Land, eine seewärts gerichtete Luftströmung in der Höhe und ein Absinken über dem Meer. Die mit dem Seewind einströmende Luft hat die Temperatur der Wasseroberfläche und die ist im Frühling recht niedrig Außerdem hat sie sich mit Feuchtigkeit angereichert. Daher ist der Seewind recht kühl und feucht, manchmal bringt er sogar Seenebel mit (s.Abb.7).

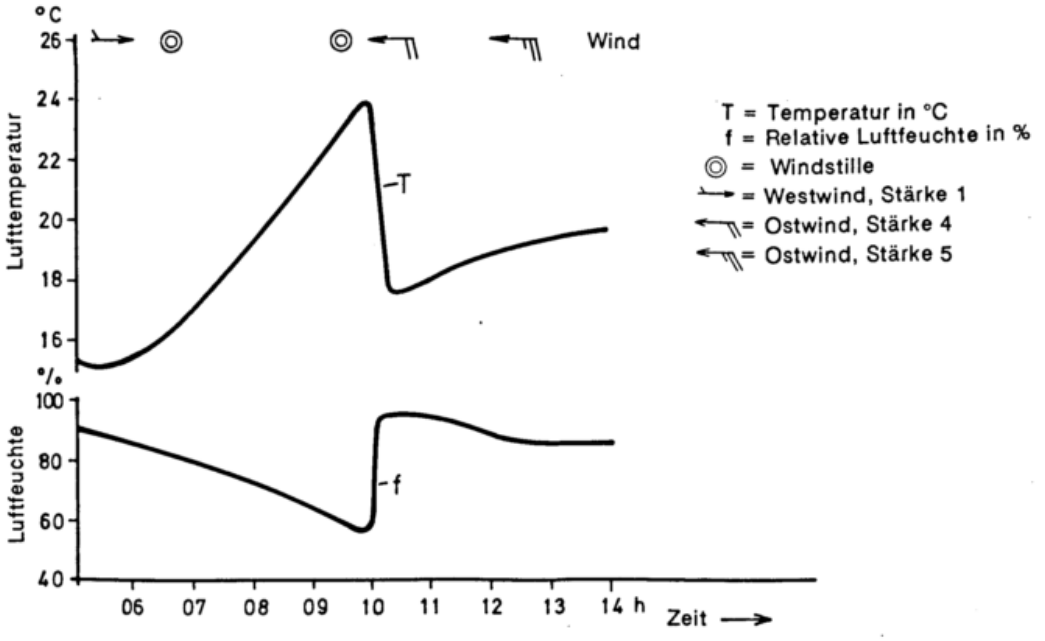


Abb. 7 : Typischer Tagesverlauf des Land- und Seewindes an der deutschen Ostseeküste

Nachts kehren sich die Verhältnisse um. Dann ist die See wärmer als das Land. Da aber die Temperaturunterschiede nachts nicht so groß sind wie tagsüber, ist der Landwind im allgemeinen schwächer als der Seewind. Er erreicht meist nur Windstärke 1 bis 2 und ist etwa 200 m mächtig.

Der Seewind kann im Laufe des Tages bis zu 70 km weit ins Binnenland eindringen. Er wird dort allerdings immer schwächer und ist schließlich nur noch durch sehr genaue Beobachtungen feststellbar. Der Landwind reicht nur 10 bis 15 km auf See hinaus. Dies alles gilt nur für ruhige sommerliche Wetterlagen mit klarem Himmel. Wenn es bedeckt ist, sind die Temperaturunterschiede zwischen Land und Meer gering, und es kann sich kein Land- und Seewind ausbilden. Im Herbst und Winter, wenn das Land auch tagsüber kalt ist, entwickelt sich ebenfalls kein Seewind, eventuell aber ein etwas kräftigerer Landwind.
Meistens weht an den deutschen Küsten, Wind der durch die Luftdruckgegensätze zwischen Hoch- und Tiefdruckgebieten erzeugt wird, ein sogenannter Gradientwind. Dieser überlagert sich dem Land-Seewind. Stimmt seine Richtung mit der des Seewindes überein, wird dieser verstärkt und weiter ins Land hineingetragen als normal. Bei entgegengesetzter Richtung ist der Seewind schwach und verspätet sich oder kommt gar nicht zustande. Dafür wird dann aber der nächtliche Landwind verstärkt. Kommt der Gradientwind quer zur Richtung von Land- und Seewind, werden diese in ihrer Richtung abgelenkt.

Ebenso wie der Land- und Seewind an der Küste entwickelt sich auch im Gebirge ein thermisches Windsystem, das allerdings komplizierter ist als an der Küste. Es besteht aus Zirkulationen verschiedener Größenordnungen.

Die kleinsten sind Hangwinde, die an sonnenbeschienenen Hängen tagsüber aufwärts wehen, nachts abwärts. Sie sind am Tage unten etwa 200 m mächtig und verlieren zum Gebirgskamm hin keilförmig an Höhe. Eine Sonderform der Hangwinde ist der Gletscherwind, ein Kaltluftabfluß vom Gletscher her, der jedoch seine Richtung nicht umkehrt, sondern immer bergab weht, tags stärker als nachts.

Der Ausgleich der Luftdruckunterschiede zwischen Gebirgstälern und der angrenzenden Ebene, die durch die unterschiedlichen Temperaturen im Tagesverlauf entstehen, vollzieht sich durch die Ausbildung einer Talwind-Zirkulation. Diese ist großräumiger und kräftiger als die Hangwinde und weht in den unteren Schichten tagsüber zum Gebirge hin, nachts von ihm weg. In einer Höhe etwas unterhalb des Gebirgskammes strömt die Luft im oberen Ast dieser Zirkulation in entgegengesetzter Richtung. - Diese Berg-Talwind-Systeme sollte man nicht mit dem großräumigen Föhn verwechseln.

8.3 Der Föhn

In Kapitel 5 haben wir gesehen, in welcher Weise die Feuchtigkeit mit der Lufttemperatur zusammenhängt. Die beiden anderen meteorologischen Elemente, Luftdruck und Wind, fanden wir durch das Barische Windgesetz miteinander verbunden. Nunmehr wollen wir den Zusammenhang zwischen Luftdruck und Temperatur näher betrachten und dann das Zusammenspiel aller vier Elemente an Hand eines Beispiels erörtern.

Preßt man Luft zusammen, bringt sie also unter einen höheren Druck, so erwärmt sie sich. Diese Erwärmung kann man beispielsweise beim Arbeiten mit einer Fahrradpumpe deutlich fühlen. Wenn sich umgekehrt Luft entspannt, also unter niedrigeren Druck kommt, kühlt sie sich entsprechend ab. Da der Luftdruck, wie schon früher erörtert, mit der Höhe stets abnimmt, muß eine Luftmenge, die aus irgendwelchen Gründen ihre Höhenlage ändert, auch ihre Temperatur ändern, und zwar beim Aufsteigen eine Abkühlung, beim Absinken eine Erwärmung erfahren und

zwar um 1 °C pro 100 m Höhenänderung. Sobald infolge dieser Abkühlung 100 % relativer Feuchte erreicht sind, werden die Temperaturänderungen wesentlich anders. Dies wird zweckmäßig an Hand des folgenden schematischen Beispiels erörtert. Es zeigt die grundlegenden Vorgänge des Wettergeschehens.

Wir nehmen einmal an, die Luftdruckverteilung zeige hohen Luftdruck im Osten, tiefen Druck im Westen, so daß dem Barischen Windgesetz entsprechend auf der Nordhalbkugel in dem betrachteten Gebiet Südwind herrschen muß (Windrichtung in der Abb.8 von links nach rechts). Die Lufttemperatur in der Nähe der Erdoberfläche sei 18 °C, die relative Feuchte 73 %. Quer zur Windrichtung verlaufe ein knapp 3000 m hoher Gebirgszug, z. B. die Alpen, den die Luft überströmen muß.

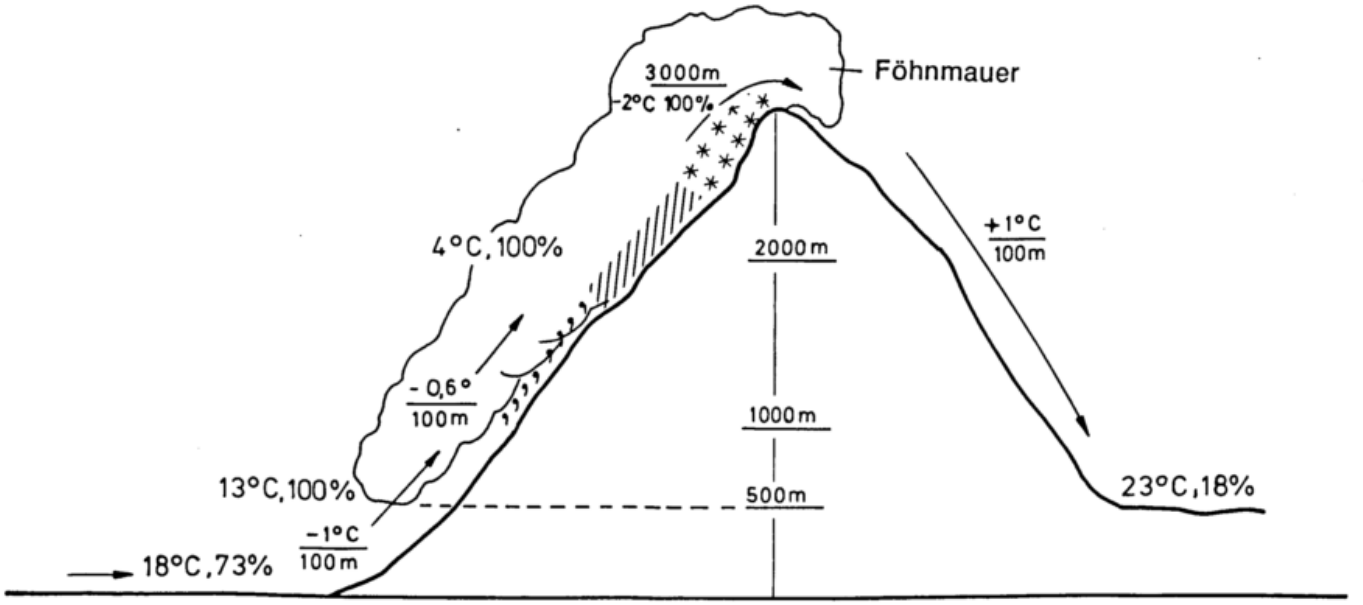


Abb. 8: Schematische Darstellung des Föhns

Bei dem erzwungenen Aufsteigen kommt die Luft unter niedrigeren Druck und weist wegen der Temperaturabnahme von 1 °C pro 100 m Höhe nur noch +13 °C auf. Dabei hat sich infolge dieses Temperaturrückganges die relative Feuchte auf 100 % erhöht. Wenn die Luft weiter steigt, wird Wasserdampf in flüssiges Wasser überführt, wobei Wärme frei wird, wie umgekehrt zur Verdampfung des Wassers Wärme erforderlich ist. Diese freiwerdende Wärme verhindert ein rasches Weitersinken der Temperatur. Durchschnittlich kann man bei gesättigter Luft nur noch mit einer Temperturabnahme von 0,6 °C pro 100 m Hebung rechnen. Die Luft kommt dementsprechend gesättigtfeucht mit 2 °C über dem Gipfel des Berges in 3000 m Höhe an. Da die Luft bei 2 °C nur noch 4,2 Gramm Wasser pro Kubikmeter enthalten kann, ist inzwischen auf der Luvseite des Gebirges eine entsprechende Wassermenge als Niederschlag ausgefallen.
Bei dem nun folgenden Sinken der Luft auf der Leeseite wird die Luft schnell wieder ungesättigt, so daß wir für die Gesamthöhenänderung von 2500 m beim Abstieg mit 1 °C Temperaturzunahme pro 100 m Höhe rechnen müssen. Die Luft kommt deshalb mit 23 °C Fuß des Gebirges auf der Leeseite an, um 5 °C wärmer, als sie ursprünglich gewesen ist, obwohl das Gelände dort um 500 m höher liegt als auf der Luvseite. Gleichzeitig beträgt die relative Feuchte nur noch 18 %. Die vorstehend geschilderte Erscheinung ist unter dem Namen "Föhn" bekannt.

8.4. Regionale Windsysteme

Die regionalen Winde sind eng mit der Orographie, der Oberflächengestalt des Landes, verbunden und sind typisch für die verschiedenen Gebiete. Der Zusammenhang zwischen dem betreffenden Wind und dem Wettercharakter ist dabei vielfach eindeutig bestimmt. Bora und Mistral entstehen im Mittelmeergebiet bei Kaltlufteinbrüchen, Schirokko und Chili (Ghibli) bei Warmluftvorstößen.

Die Bora stößt als kalter und böiger Fallwind vom Karstgebirge Jugoslawiens auf die Adria herunter. Durch die absteigende Luftbewegung nimmt die relative Feuchte ab (s.Kap. 8.3), so daß die Luft recht trocken an der Küste ankommt. Wenn im Winter das Hochland Jogoslawiens schneebedeckt ist und außerdem noch ein Tief über der südlichen Adria liegt, sind die Böen der Bora besonders heftig und erreichen oft Orkanstärke, im Extremfall bis zu 110 Knoten.

Die Bora tritt überall dort auf, wo in den gemäßigten und hohen Breiten Gebirge steil zum Meer oder Tiefland hin abfallen, wie z.B. an der Ostküste der Rocky Montains und der südlichen Anden, an der Küste Grönlands oder an einigen Küstenabschnitten der Antarktis.

Kaltlufteinbrüche, die zwischen Alpen und Pyrenäen entweder durchs Rhonetal oder durch die Garonne-Carcassone-Senke das Mittelmeer erreichen, heißen Mistral. Bei solchen Wetterlagen bildet sich über dem Golf von Genua häufig ein Tiefdruckgebiet, während über der Biscaya/Südfrankreich ein Hoch nachdrängt. Dadurch verschärfen sich die Druckgegensätze, so daß der Mistral oft Sturmstärke erreicht und manchmal sogar zum Orkan anschwillt. Deshalb gehört der Löwengolf (Golfe du Lion, nordwestliches Mittelmeer) zu den sturmreichsten Seegebieten der Erde.
Erfolgt der Kaltluftvorstoß weiter südlich über Spanien, nennt man ihn Maestral, über Korsika-Sardinien wird er Libeccio genannt. Kaltluftausbrüche über das Vardar-Tal in der Ägäis heißen Vardarac. Die Etesien (türkisch: Meltemi) hingegen sind beständige Nord- bis Nordwestwinde, die während des Sommers im östlichen Mittelmeer wehen. Sie werden durch das asiatische Monsuntief (s. Kap. 8.5) hervorgerufen. Von Gebirgen beeinflußte und geleitete Kaltluftvorstöße gibt es nicht nur im Mittelmeergebiet, sondern auch in anderen Kontinenten. In Nordamerika sind es die Rocky Montains, an deren Ostflanke Polarluftausbrüche weit nach Süden gelenkt werden. Diese Winde nennt man in den USA Northers, in Mexico Nortes. In Südamerika erreichen Kaltluftvorstöße östlich der Anden von Süden her gelegentlich sogar Brasilien; über Argentinien nennt man sie Pampeiros.

Auch markante Warmluftvorstöße tragen in verschiedenen Regionen der Erde, besonders aber im Mittelmeergebiet, eigene Namen. Am bekanntesten ist der Schirokko. Das ist ein warmer Wüstenwind aus der Sahara. Je nachdem, ob er eine kürzere oder längere Strecke über das Mittelmeer zurückgelegt hat, kommt er als trockener oder feuchter Süd- bis Südostwind in den europäischen Mittelmeerländern an. An der Nordküste Afrikas sind diese Winde oft mit Staub- oder Sandstürmen verbunden und heißen je nach der Region Chili (in Marokko, Algerien, Tunesien), Ghibli (Lybien), Khamsin (Ägypten) oder Scharki bzw. Samum (Israel, Libanon).

8.5 Globale Windsysteme: Monsune und Passate

Noch großräumiger und auch sehr viel beständiger als die regionalen Winde sind die globalen Windsysteme. Ihre bedeutendsten Vertreter sind der Asiatische Monsun und die Passate.
Der Monsun ist eigentlich nichts anderes als ein großräumiger Land-Seewind: Im Sommer, wenn tagsüber die Sonne senkrecht über Südasien steht, erwärmt sich das Festland viel stärker als der Indische Ozean. Über Land entsteht ein Hitzetief, in das die Luft hineinströmt.

Dabei allerdings wird sie von der Corioliskraft (ablenkende Kraft durch die Erdrotation) abgelenkt, so daß sie nicht von Süden her auf direktem Wege in das Tief fließt, sondern auf südwestliche bis westliche Richtungen eindreht. Nordöstlich von Somalia erreicht der Monsun im Juli mit 7 Bft im Mittel seine größte Stärke; oft tritt dort Sturm auf.
Die starke Ausbildung des indischen Monsuns wird durch die hohe "Heizfläche" Tibets, wo die Erde in über 5000 m Höhe direkt durch die Sonne erhitzt wird, sowie durch das kräftige südhemisphärische Subtropenhoch begünstigt. Dabei greift der Südostpassat der Südhalbkugel über den Äquator auf die Nordhalbkugel über.
Bei so starkem Wind verdunstet viel Wasser, das über dem Festland als Regen wieder abgegeben wird; daher ist ein starker Monsun in Indien und Hinterindien als Regenbringer sehr geschätzt. Bei schwachem Monsun hingegen leiden große Teile Indiens und Pakistans unter Trockenheit. Im Winter hingegen ist das Land kälter als der Ozean, so daß dann der ablandige Nordostmonsun weht. Er ist nicht so stark (3-4 Bft vor Somalia) wie der Südwestmonsun und bringt trokkenes und verhältnismäßig kühles Wetter.

Einen Monsun mit wechselnden Windrichtungen gibt es auch in Westafrika. Sogar in Europa und an der Ostküste Nordamerikas kommen, wenn auch nicht so stetig und markant, monsunale Erscheinungen vor. In unserem Gebiet ist es die normalerweise zu beobachtende Winddrehung von Südwest im Winter auf Nordwest im Sommer. Vor der Ostküste der USA hingegen, wo der Kontinent im Westen und der Ozean im Osten liegen, weht der Wind im Winter überwiegend aus Nordwest, im Sommer aus Südwest. Dadurch wird dort der Jahresgang der Temperatur verstärkt (im Winter strömt kalte Polarluft, im Sommer warme Subtropikluft heran), während er in Westeuropa (im Winter milde Luft aus Südwesten, im Sommer kühle Nordwestwinde) abgeschwächt wird.

Die Passatwinde verdanken ihre Entstehung dem Luftdruckgegensatz zwischen den subtropischen Hochdruckgürteln und der innertropischen Tiefdruckrinne. Die Achse des nordhemisphärischen Subtropenhochs liegt im Jahresmittel bei 30 Grad Nord, die innertropische Tiefdruckrinne bei etwa 7 Grad Nord und die Achse der südhemisphärischen Hochdruckzone auf etwa 28 Grad Süd. Mit Ausnahme der Monsungebiete (Ostafrika bis Südostasien/Nordaustralien) ist die Verlagerung dieser Zonen nach Nord und Süd im Laufe des Jahres gering und beträgt nur 5 bis 10 Breitengrade (Abb.9), während sich der Sonnenhöchststand ja um 46 Breitengrade, nämlich vom südlichen zum nördlichen Wendekreis verlagert. Nördlich der tropischen Tiefdruckrinne wehen die Passate aus Nordost bis Ostnordost, südlich davon aus Südost bis Ostsüdost. In ihrer Richtung sind sie sehr beständig; ihre Geschwindigkeit kann stärker schwanken, etwa zwischen 2 und 7 Bft; selten werden sie stürmisch (8 Bft und mehr). Wegen ihrer großen Richtungsbeständigkeit waren die Passate zur Segelschiffszeit sehr geschätzt. Fast alle Ozeanüberquerungen erfolgten mit dem Passat (im Nordindik mit dem Monsun). Allerdings werden einige Passatgebiete von tropischen Wirbelstürmen heimgesucht, die damals, als es noch keine Warndienste und Kommunikations-Möglichkeiten gab, eine große Gefahr für die Schiffahrt darstellten.

8.6 Tropische Wirbelstürme

Über den tropischen Meeren können sich aus Tiefdruckstörungen Wirbelstürme entwickeln, wenn
- die Wassertemperatur mindestens 27 Grad Celsius beträgt, – die Verdunstung stellt die Hauptenergiequelle dar,
- die Störung mindestens 5 Breitengrade vom Äquator entfernt ist, damit die Corioliskraft wirken kann und
- günstige dynamische Bedingungen, Zusammenströmen in den unteren und Auseinanderströmen der Luft in den oberen Luftschichten herrschen.

Verteilung und Häufigkeit tropischer Wirbelstürme

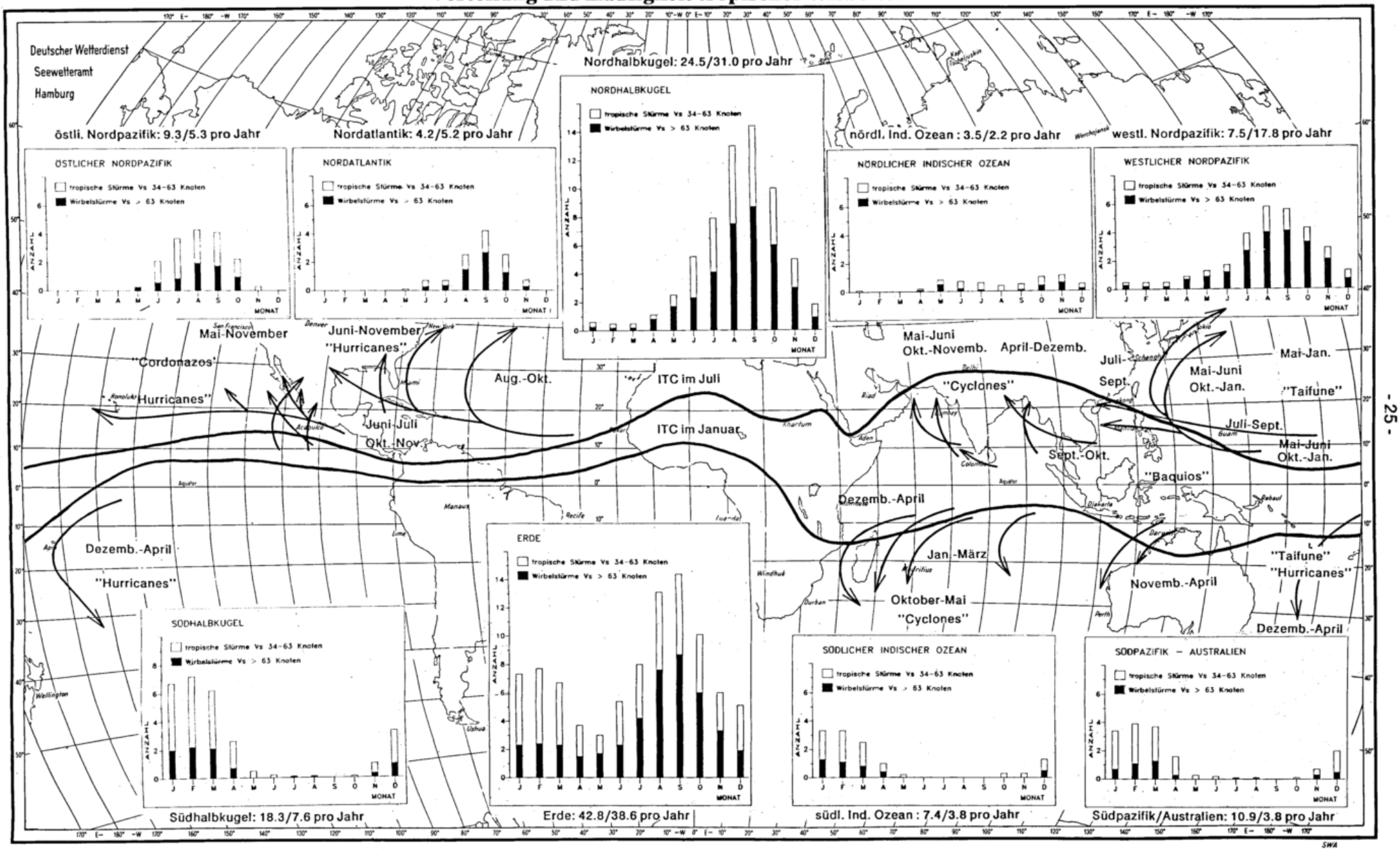


Abb. 9 : Lage der intertropischen Konvergenzzone im Januar und Juli sowie Verteilung, Häufigkeit und Bezeichnungen tropischer Wirbelstürme

Abhängig von der maximalen Windgeschwindigkeit gibt es verschiedene Bezeichnungen für tropische Wirbelstürme: - tropische Depression für Windstärken unterhalb von 8 Bft,
- tropischer Sturm für Windstärken von 8- 11 Bft und
- Hurrikan, Taifun usw. (s.Abb.9), für tropische Orkane (12 Bft).

Die Abb.9 enthält die Lage der innertropischen Tiefdruckrinne (ITC) und die Häufigkeiten (Anzahlen pro Monat und Jahr, Diagramme) von tropischen Orkanen (ausgefüllte) und tropischen Stürmen (offene Säulen) sowie ihre vorherrschenden Zugbahnen. Im Südatlantik und im östlichen Südpazifik gibt es keine tropischen Wirbelstürme. Charakteristisch ist das windschwache und wolkenarme "Auge" im Zentrum mit einem sehr niedrigen Luftdruck, in sehr starken Hurrikanen (Taifunen) unter 950 hPa. Der Durchmesser des Auges schwankt zwischen 10 und 60 km. Es wird von einem "Ringwall" schwersten Wetters umschlossen, von stärkstem Orkan und heftigsten Regenfällen. Nach außen schließen sich spirallartige Wolkenbänder an, die in den Ringwall einmünden. Dazwischen sind Gebiete mit weniger Wolken; der ganze Sturm kann aber von Cirren überdeckt sein. Der Durchmesser des gesamten tropischen Wirbelsturmes (Gebiet mit 8 und mehr Bft) kann von einigen 10 km bis zu 2000 km reichen. Auf See wirft ein so starker Sturm eine sehr hohe See auf, die besonders nahe dem Auge wild durcheinander läuft. An der Küste gibt es Verwüstungen durch die Flutwelle, hohe Windgeschwindigkeiten und wolkenbruchartigen Regen.

Das Leben eines durchschnittlichen Hurrikans (Taifuns) läuft folgendermaßen ab: Bei "günstigen" Bedingungen formiert sich ein Wolkenkomplex zu einem Wirbel, der Luftdruck fällt und das Auge entsteht. Auf der Nordhalbkugel wird der Wirbelsturm gegen, auf der Südhalbkugel im Uhrzeigersinn umströmt. Unter weiterer Vertiefung und Windzunahme zieht der Sturm zunächst westwärts (äquatorialer Ast der Zugbahn). Er wird vom Subtropenhoch gesteuert, wobei er manchmal polwärts eindreht. Falls er auf Land gerät, wird ihm die Energiezufuhr (Verdunstungsenergie) abgeschnitten, was zu einem raschen Tode führt, wobei sintflutartiger Regen fällt. Auf See gelangt er nach dem Eindrehen allmählich in die Westwindzone (polarer Ast der Zugbahn), wo er abstirbt, wenn er in ein Kaltluftgebiet hineinläuft, oder sich zu einem außertropischen Sturmtief umwandelt.

8.7 Tromben

Nicht verwechseln mit den tropischen Wirbelstürmen sollte man die sogenannten Tromben. Das sind kleinräumige Wirbel meist nur von einigen 10 Metern Durchmesser, die wie ein Trichter oder ein Schlauch aus Schauer- und Gewitterwolken zur Erde ragen. In Nordamerika heißen sie "Tornados", in Deutschland "Windhosen" (das ist eine falsche Übersetzung des englischen Wortes "hose"= Schlauch); wenn sie über Wasser auftreten, nennt man sie "Wasserhosen". Besonders die kräftigen Tornados der USA enthalten die höchsten (nicht mehr meßbaren) Windgeschwindigkeiten, die an der Erdoberfläche auftreten können. Sie hinterlassen entlang ihrer Zugbahn eine Schneise der Zerstörung.

9 Das Wetter im Hoch

Die Wettervorgänge, wie sie sich bei dem Strömen der Luft über ein Gebirge einstellen, (s.Kap.8.3) finden wir unabhängig von solchen festen Strömungshindernissen auch in der freien Atmosphäre in Hoch- und Tiefdruckgebieten. Wir hatten schon früher bemerkt, daß die Luft nicht unmittelbar vom Hoch zum Tief strömt, sondern - infolge der ablenkenden Kraft der Erdumdrehung (Corioliskraft)- nahezu in Richtung der Isobaren.

In den unteren Luftschichten (unterhalb von 500-1000 hPa) bremst die Reibung vom Erdboden her nicht nur die Windgeschwindigkeit, sondern lenkt auch die Richtung zum Tief hin ab, so daß die Windrichtung einen merklichen Winkel zu den Isobaren bildet, über See 10 bis 15 Grad, über Land je nach Rauhigkeit der Untergrundes 20 bis 50 Grad.

In dem nachstehenden Grundriß (Abb.10) sind in dem Hoch die Richtungen des Bodenwindes durch Pfeile angedeutet. Man sieht, daß die Bodenwinde die Luft aus den unteren Schichten des Hochs allseitig wegführen. Für diese abfließende Luft muß Ersatz geschaffen werden, und dieser Nachschub kann nur aus den höheren Luftschichten kommen. In der Aufrißzeichnung ist diese Vertilkalbewegung der Luft durch die von oben nach unten führenden Strömungspfeile zum Ausdruck gebracht. Absinkende Luftbewegung führt aber, wie wir wissen, zu einer Temperatursteigerung und einer starken Abnahme der relativen Feuchte, d.h. zur Wolkenauflösung. Damit ist erklärt, warum in einem Hoch wolkenloses warmes Wetter herrschen muß.

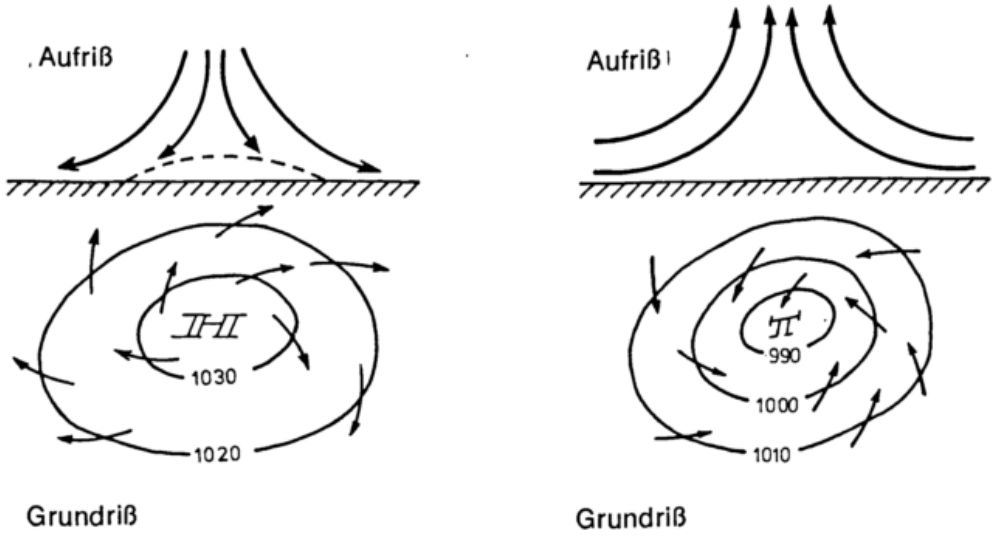


Abb. 10 : Aufriß und Grundriß der Luftströmungen in einem Hoch (links) und in einem Tief (rechts).

Besonders im Winter scheint die Wetterlage dem allerdings manchmal zu widersprechen. Trotz hohen Druckes haben wir dann neblig-trübes Wetter bei verhältnismäßig niedrigen Temperaturen. Den Schlüssel für das Verständnis dieses merkwürdigen Befundes liefern uns die aerologischen Messungen (Radiosondenaufstiege). Hierzu ein in Deutschland gemessener Fall (Abb. 11). Man sieht, daß das kalte, nebelfeuchte Wetter auf die untere 400 m dicke Luftschicht beschränkt ist. Darüber haben wir bei rasch abnehmender Feuchte einen kräftigen Temperaturanstieg mit der Höhe, der in 600 m +14 °C erreicht. Da die Temperatur normalerweise mit der Höhe abnimmt, bezeichnet man eine solche Höhentemperaturverteilung als Temperaturumkehr oder **Inversion.** Von 600 m an nimmt die Temperatur mit der Höhe ab. Die Abnahme erreicht oberhalb von 1700 m Höhe den Wert von 0,9 °C pro 100 m. Das wolkenlose, trockene und warme Hochdruckwetter hat sich also in diesem Falle nicht bis zum Erdboden durchgesetzt, sondern befindet sich erst oberhalb 400 m. Diese Erscheinung ist in der kalten Jahreszeit öfters zu beobachten. Sie hat im Gebirge zu der Regel geführt: Steigt man im Winter um einen Stock, kann man ausziehen einen Rock.

Die windschwache Bodenkaltluftschicht verdankt der im Winterhalbjahr recht wirksamen Ausstrahlung ihre Entstehung und führt, sobald die bodennahe Luft von sich aus schon feucht ist, zu verbreiteten Nebeln und Hochnebeln, die tagsüber im Gegensatz zum Sommer von der Sonne nicht aufgelöst werden können. In der Aufrißzeichnung Abb. 11 soll die gestrichelte Linie die Obergrenze einer solchen möglichen Kaltluftschicht bedeuten. Die absteigende Luftbewegung im Hoch ist dann erst oberhalb dieser Linie wirksam.

Solche, mit eventueller Ausnahme einer flachen bodennahen kalten Schicht warmen Hochdruckgebiete sind meist recht stabil und steuern die Tiefdruckgebiete mit ihren Fronten auf der Nordhalbkugel im Uhrzeigersinn um sich herum. Dagegen ragen kalte Hochdruckgebiete, oft als Keil des Subtropenhochs, nach Norden oder Nordosten und liegen zwischen zwei Tiefdruckgebieten. Sie wandern meist rasch über ein Gebiet hinweg und bringen nur kurze Wetterbesserung.

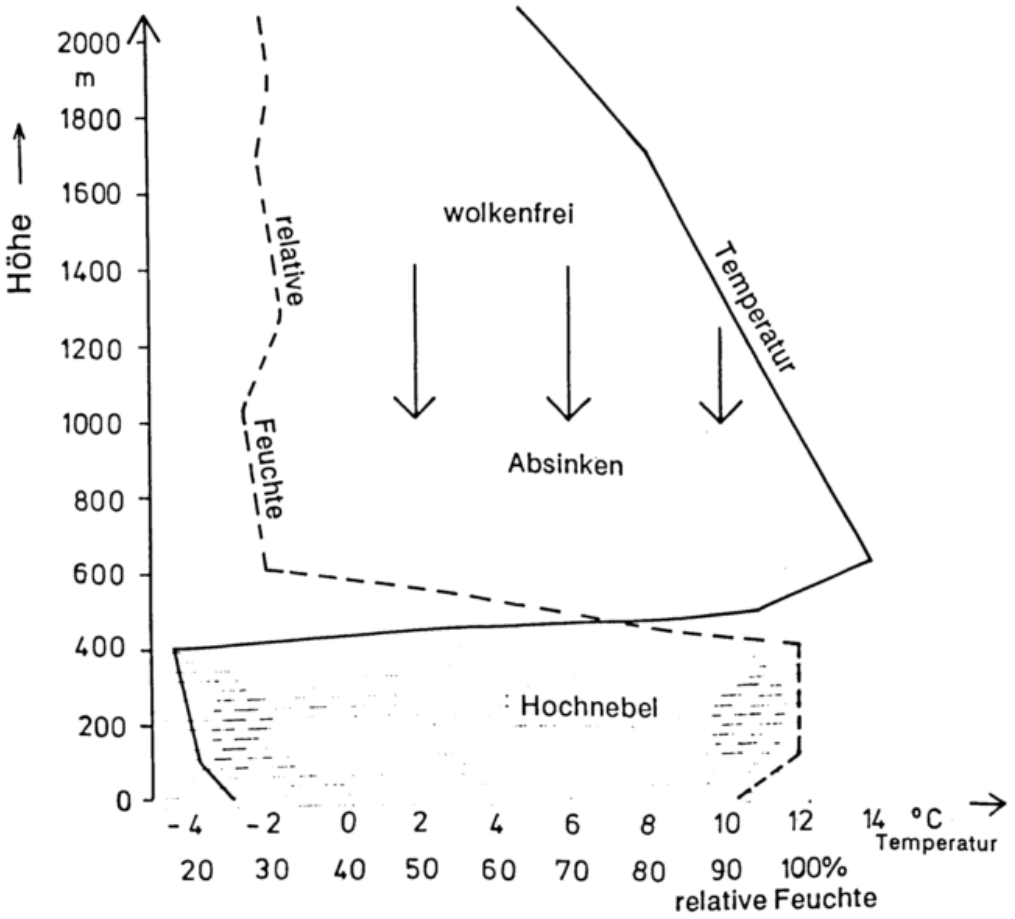


Abb. 11 : Temperatur; Feuchte und Hochnebel in einem winterlichen Hoch

10 Tiefdruckgebiete

10.1 Zur Entstehung eines Tiefs

In südlichen Breiten - oft in der Nähe der Azoren - liegt meist ein Hoch; daneben herrscht zeitweise auch hoher Druck über Grönland oder dem nördlichen Eismeer. Da in den Hochdruckgebieten wolkenarmes Wetter herrscht, also sowohl Sonneneinstrahlung wie andererseits die nächtliche Ausstrahlung recht wirksam werden, wird infolge der Bestrahlungsverhältnisse der Erdkugel im südlichen Hoch fortdauernd Warmluft erzeugt, während die Luft in dem nördlichen Hoch wesentlich kälter bleiben muß.

Da Kaltluft unter gleichem Druck schwerer ist als Warmluft, haben wir die ähnlichen Verhältnisse vorliegen, wie in dem folgenden Versuch: In einem - in der Mitte durch eine Trennwand geteilten - Gefäß (Abb.12) denken wir uns rechts eine schwere Flüssigkeit K und daneben links eine leichte Flüssigkeit W (etwa Wasser oder Öl). Entfernen wir nun die senkrechte Trennwand, so kann dieser Zustand nicht bestehen bleiben; es muß sich binnen kurzem die leichte Flüssigkeit über die schwere schichten, so wie das die zweite Figur zum Ausdruck bringt.

Entsprechend kann auch das Nebeneinander des warmen und des kalten Hochs im allgemeinen kein Gleichgewichtszustand sein. Es muß eine Bewegung der Luftmassen gegeneinander einsetzen, derart, daß sich im Endzustand die Warmluft über die Kaltluft legt. Dies erfolgt wegen der ablekenden Kraft der Erdrotation, der Corioliskraft, in dem zwischen den beiden Hochs gelegenen Tiefdruckgebiete insbesondere längs der Fronten dieses Tiefs, wo die Warmluft jeweils in die Höhe geschafft wird (s.Kap.10.2).

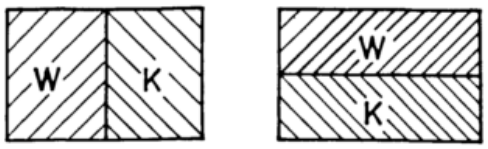


Abb. 12:
Zwei verschieden schwere Flüssigkeiten, getrennt durch eine Zwischenwand (links) und nach Entfernen der Wand (rechts)

Die Tiefdrucktätigkeit dauert solange, wie Temperaturunterschiede in horizontaler Richtung vorhanden sind; nach Ausgleich dieser Temperaturgegensätze füllt es sich auf.

10.2 Das Wetter im Tief; die Wetterfronten

Die Bodenreibung, die beim Hochdruckgebiet das Abströmen der Luft aus den unteren Schichten des Hochs verursacht, ist natürlich auch bei der Strömung um ein Tief wirksam und führt zu einem Einströmen, wie das der Grundriß, Abb.10, rechts, zeigt. Nach dem Inneren des Tiefs erfolgt also ein Zusammenströmen der Luft, was zwangsläufig zum Aufsteigen über diesen inneren Teilen des Tiefs führt (s.Aufriß).

Das bringt aber infolge der dabei einsetzenden Abkühlung Wolkenbildung und schließlich Niederschlag mit sich, wenn die Luft genügend feucht ist. Damit wird deutlich, daß das Tief grundsätzlich der Träger von schlechtem Wetter ist. Man spricht demgemäß auch oft von Tiefdruckwetter.

Gelegentlich können aber wesentliche Abweichungen von dem grundsätzlichen Schema vorkommen, nach dem sich das Schlechtwetter auf die inneren Teile des Tiefs beschränken müßte; in Wirklichkeit findet man darüber hinaus meist mehere Streifen schlechten Wetters, die sich vom Zentrum nach außen hinziehen.

Das hängt damit zusammen, daß die einem Tief zuströmende Luft nicht einheitlich ist. Sie setzt sich aus Luftmassen zusammen, die sehr verschiedenen Ursprungs sind und die deshalb sehr unterschiedliche Eigenschaften, insbesondere verschiedene Wärmeinhalte aufweisen.

Wir wollen einmal den einfachsten Fall annehmen, daß es sich dabei um warme Luft aus südlichen Breiten und aus dem Norden heranströmende kältere Luft handelt. In der untenstehenden schematischen Wetterkarte, Abb.13, sind die Südwestwinde als Windpfeile der Warmluft offen, die Windpfeile der Kaltluft ausgefüllt gezeichnet. Es ergibt sich ein zungenförmiges Hineinragen der Warmluft in das Tief, wobei die beiden Begrenzungslinien der "Zunge" von wesentlich verschiedenem Charakter sind. Bei der rechten Begrenzungslinie (s. Vorlage), (▲——▲) dringt die Warmluft gegen die Kaltluft vor, deshalb wird diese Linie als Warmfront bezeichnet. Hinter der linken Begrenzungslinie (▲——▲) dringt die die Kaltluft vor; entsprechend heißt diese Begrenzung Kaltfront. Wenn aber zwei verschiedene Luftmassen gegeneinander geführt werdem, wie das in den beiden genannten Fronten erfolgt, so muß die leichtere von ihnen in die Höhe ausweichen bzw. dorthin gedrängt werden. Bei gleichem Druck ist aber bekanntlich wärmere Luft leichter als die kältere und muß also aufsteigen. Dies erfolgt nicht senkrecht, sondern die Warmluft gleitet schräg auf die Kaltluft hinauf, so daß die obere Begrenzung der Kaltluft mit der Erdoberfläche einen im allgemeinen flachen Keil bildet (s.Abb.14). Die Steigung beträgt durchschnittlich 1:100. Wie spitz dieser Keil im Einzelfall wird, hängt insbesondere von den Strömungsverhältnissen der beiden Luftmassen ab.

Denkt man sich längs der Linie A - D in der schematischen Wetterkarte (Abb.13) einen vertikalen Schnitt, so sieht dieser Aufriß entsprechend den aerologischen Beobachtungen etwa so aus, wie die nachstehenden Abbildungen 14 und 15 zeigen. Die Punkte A,B gehören zur Warmfront und sind in der Abbildung 14 enthalten, die Punkte C,D markieren die Kaltfront und die Rückseite des Tiefs; sie sind in Abb.15 eingezeichnet.

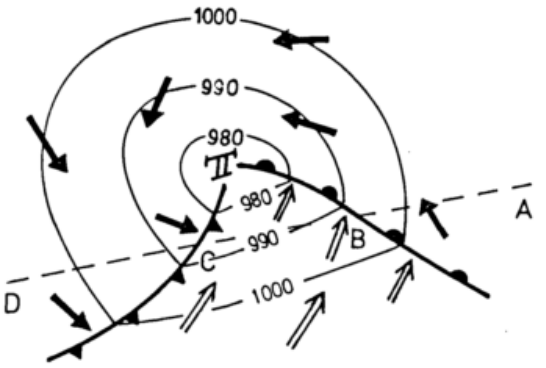


Abb. 13 :
Schematisches Tief mit Warm- und Kaltfront (die Punkte A, B, C, D entlang des Schnittes finden sich in den Abbildungen 14 und 15 wieder)

Die Warmfront

Mit einer Neigung von etwa 1:100 fällt die Luftmassengrenze nach Westen viel langsamer ab, als die stark überhöhte Zeichnung erkennen läßt. An dieser Kaltluftobergrenze schiebt sich die Warmluft in die Höhe, da sie eine größere Geschwindigkeit nach Osten besitzt als die Kaltluft, die keine oder nur eine ge geringe West-Ostgeschwindigkeit aufweist. Bei dem Aufgleiten der Warmluft tritt - wie wir wissen -Abkühlung und damit Wolkenbildung und schließlich Niederschlag ein. Insgesamt weist die Luft dabei eine stabile Schichtung auf. In der Zeichnung sind die Räume gekennzeichnet, die mit Wolken bzw. mit Niederschlag erfüllt sind. Schreiten wir von A in Richtung B fort, so ergibt sich folgendes für das Aufgleiten von Warmluft typische Bild: Zunächst beobachten wir in großer Höhe feine weiße Federwolken (Cirren), die an Menge schnell zunehmen und die sich schließlich zu einem weißen Schleier verdichten, durch den die Sonne - gelegentlich mit einem farbigen Ring umgeben - noch durchscheint (Altostratus).

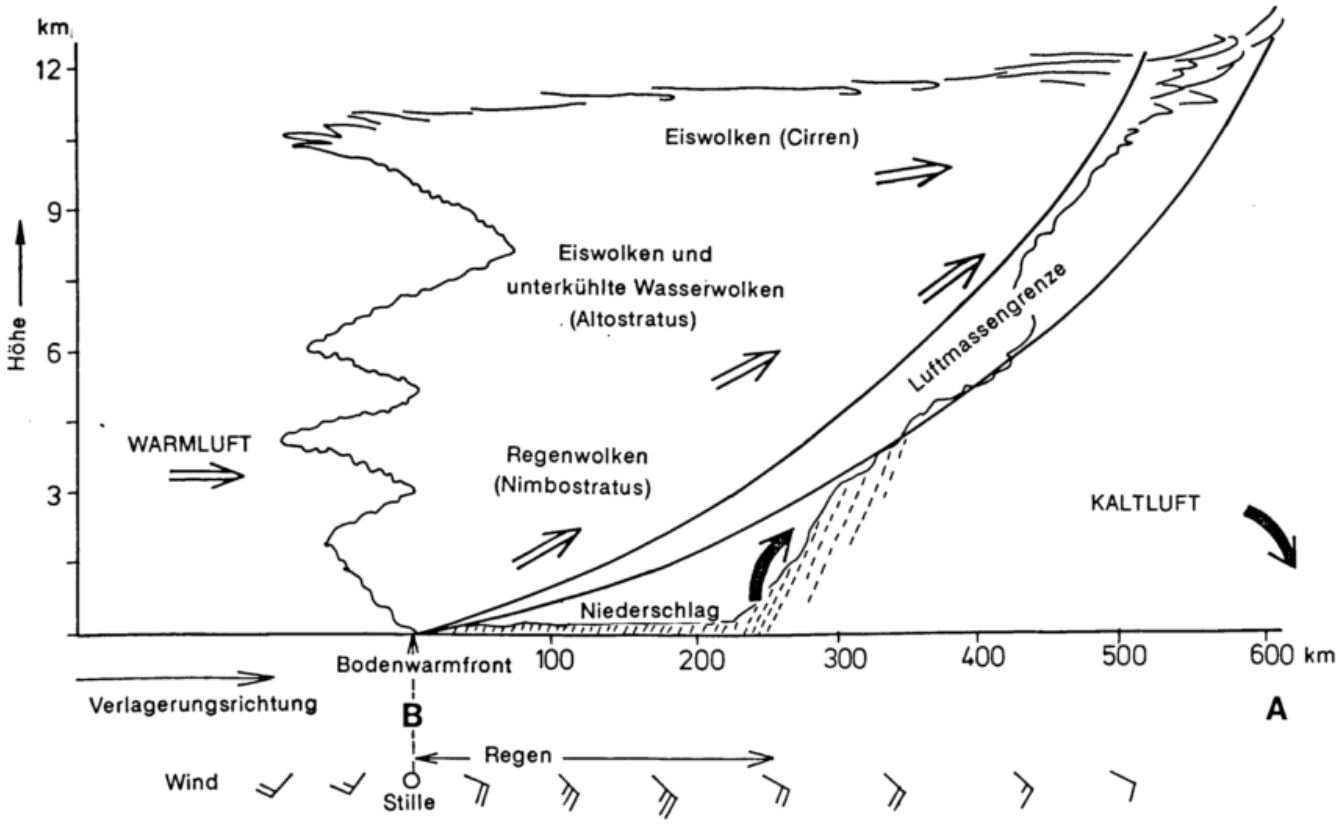


Abb. 14 : Seitenansicht einer Warmfront

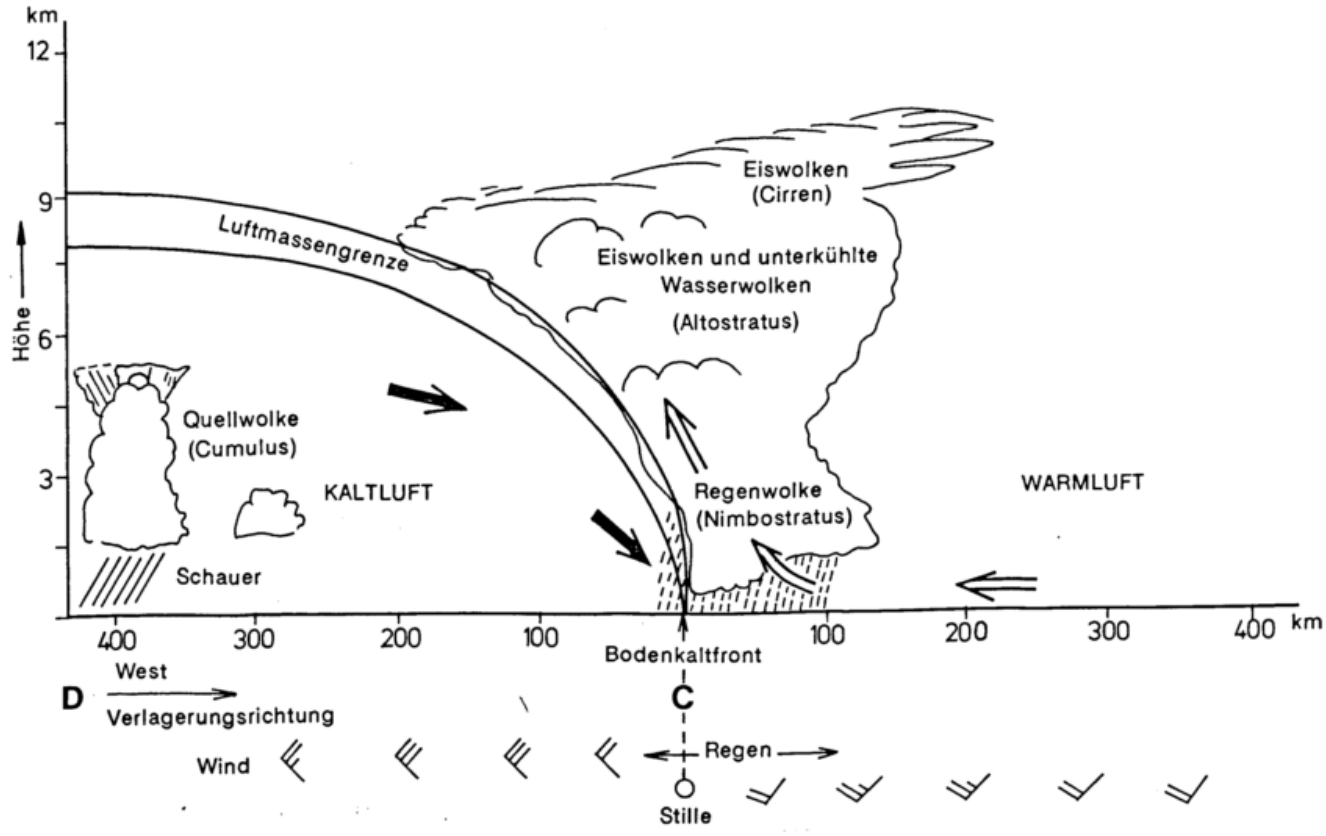


Abb. 15 : Seitenansicht einer Kaltfront

Diese Wolkenschicht wird aber bald von einer dichteren und dunkleren geschlossenen Schichtwolke abgelöst, unter der in zunehmendem Maß auch noch tiefere Wolkenbänke zu sehen sind. Die letzteren rühren bereits von Niederschlag her, der aus der hohen Schichtwolke stammt, vor Erreichen des Boden aber noch verdampft (300 bis 250 km vor der Bodenwarmfront). Bei der weiteren Annäherung der Warmfront wird die Wolkenschicht immer dichter und niedriger, und es fällt schließlich verbreitet Niederschlag, der sogenannte Landregen. Haben wir die eigentliche Warmfront erreicht, d.h. tritt am Boden selbst Erwärmung ein, so geht der Landregen gelegentlich in feines Nieseln über, besonders dann, wenn in der Front die Wolken am Boden aufliegen, also Nebel beobachtet wird. Hat sich die Warmluft ganz durchgesetzt, so ist nur geringe Bewölkung vorhanden, tagsüber leichte Haufenwolkenbildung. Diese verschwindet aber, sobald in hohen und mittelhohen Schichten die sogenannten Schäfchenwolken auftreten, die das Herannahen der Kaltluft anzeigen.

Die Kaltfront
An der Kaltfront (Abb.15) wird das Aufsteigen der Luft durch ein Zusammenströmen in den unteren Schichten begünstigt, wie es durch den Knick in den Isobaren (Punkt C in Abb.13) zum Ausdruck kommt. Wird im Kaltfrontbereich die Schichtung besonders stark labil, bilden sich starke Haufenwolken und es kommt zu den bekannten Kaltfrontgewittern, zu Graupel- und Hagelschauern. Hinter der Front, also im Bereiche der Kaltluft, tritt meist Aufheiterung ein; falls es sich um eine feucht-labile Kaltluft handelt, gibt es Schauer.

Die Okklusion
Der vorstehend besprochene Vertikalschnitt gehört zu einem Tief mit einem verhältnismäßig breitem Warmluftsektor. Die Tiefdruckgebiete, die bei uns wetterwirksam werden, haben aber meist das Aussehen und den Aufbau, wie er in Abb. 6, rechtes Tief, skizziert ist. Während der Warmluftsektor des jüngeren Tiefs (nördlich des Subtropenhochs) noch verhältnismäßig breit ist, zeigt der des Haupttiefs eine starke Einengung. Ein Vertikalschnitt I-II läßt den Warmluftsektor des Haupttiefs am Boden überhaupt nicht mehr erkennen. Das Verdrängen der Warmluft am Boden ist offenbar verursacht durch die schneller von Westen hinter ihr nachdringende Kaltluft. Das Abheben der Warmluft vom Erdboden bezeichnet man mit dem Fremdwort "Okklusion". Entsprechend steht in der Wetterkarte, wenn die Kaltfront die Warmfront eingeholt hat, die Okklusionsfront. Sie wird mit dem Symbol  bezeichnet. In ihr haben sich die Wolken- und Niederschlagssysteme der ursprünglich getrennten Kalt-und Warmfront zusammengeschlossen. Da aber neben der Warmluft zwei - unter Umständen recht verschiede - Kaltluftmassen dabei beteiligt sind, muß man strenggenommen zwei Fälle unterscheiden. Diese sind in den Aufrißzeichnungen (Abb. 16 und 17) schematisch dargestellt.

Bei der kalten Okklusion (Abb.16) ist die einbrechende Kaltluft die kälteste und ruft dementsprechend auch einen merklichen Temperaturrückgang am Boden hervor; außerdem verraten die Bewölkungs- und Niederschlagsverhältnisse dieser Front einen stärkeren Schauercharakter (labil) als dieses bei der warmen Okklusion (Abb.17) der Fall ist, wo insgesamt das Aufgleiten und damit die Schichtbewölkung und gleichmäßiger Niederschlag überwiegen (stabil).

Warmfrontokklusionen gibt es im West- und Mitteleuropa hauptsächlich im Winter wenn sich das Festland stark abgekühlt hat und mit der Kaltfront erwärmte maritime Polarluft herangeführt wird.(Auf unseren veröffentlichten Wetterkarten werden diese beiden Okklusionsarten nicht unterschieden).

Das Anheben der Warmluft im Bereich einer Okklusion vollzieht sich ziemlich rasch. Drei getrennte Luftmassen kann man daher nur im Anfangsstadium der Okklusion nachweisen. Bereits nach 1 bis 2 Tagen ist die Warmluft in die Höhe

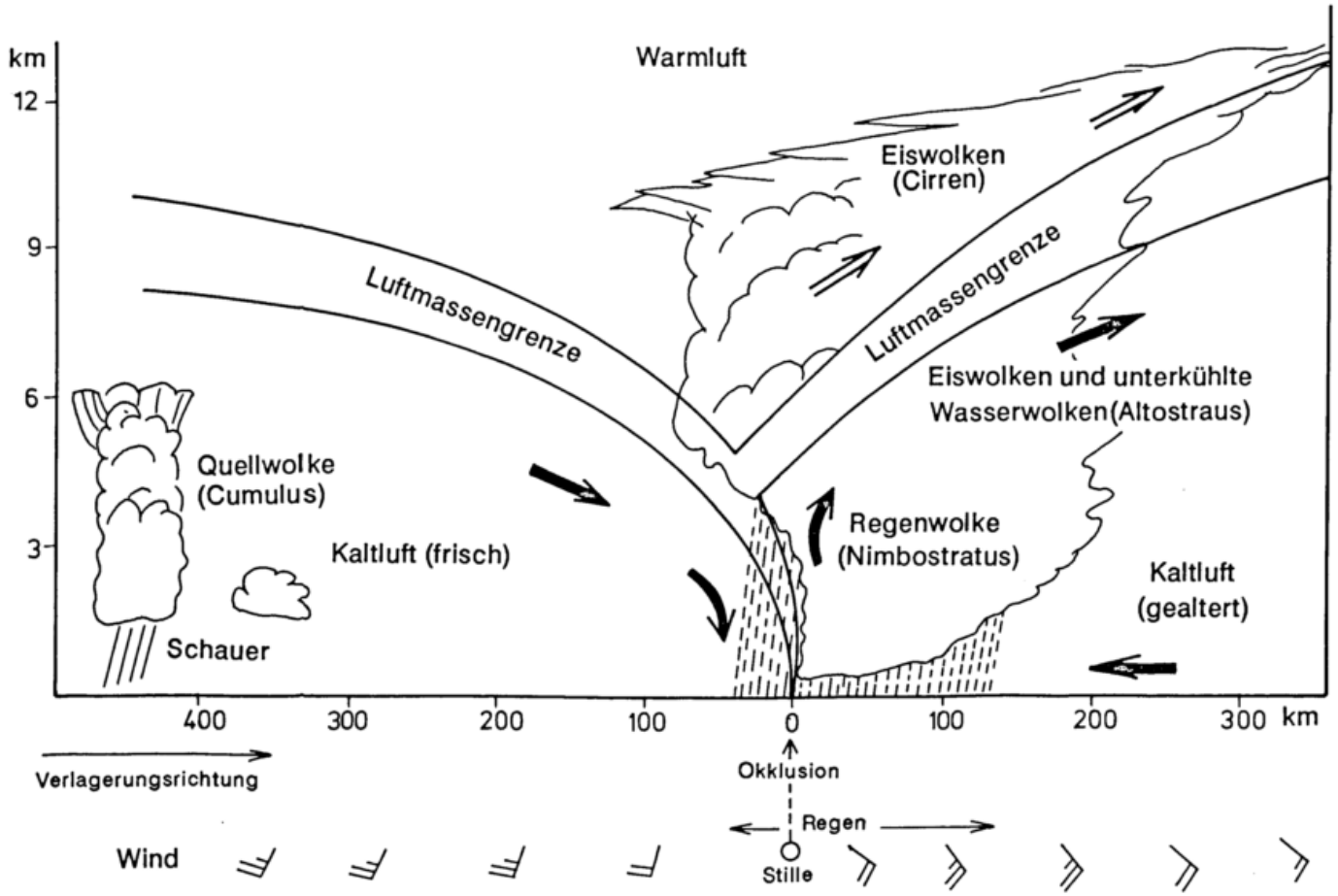


Abb. 16 : Seitenansicht einer Kaltfrontokklusion

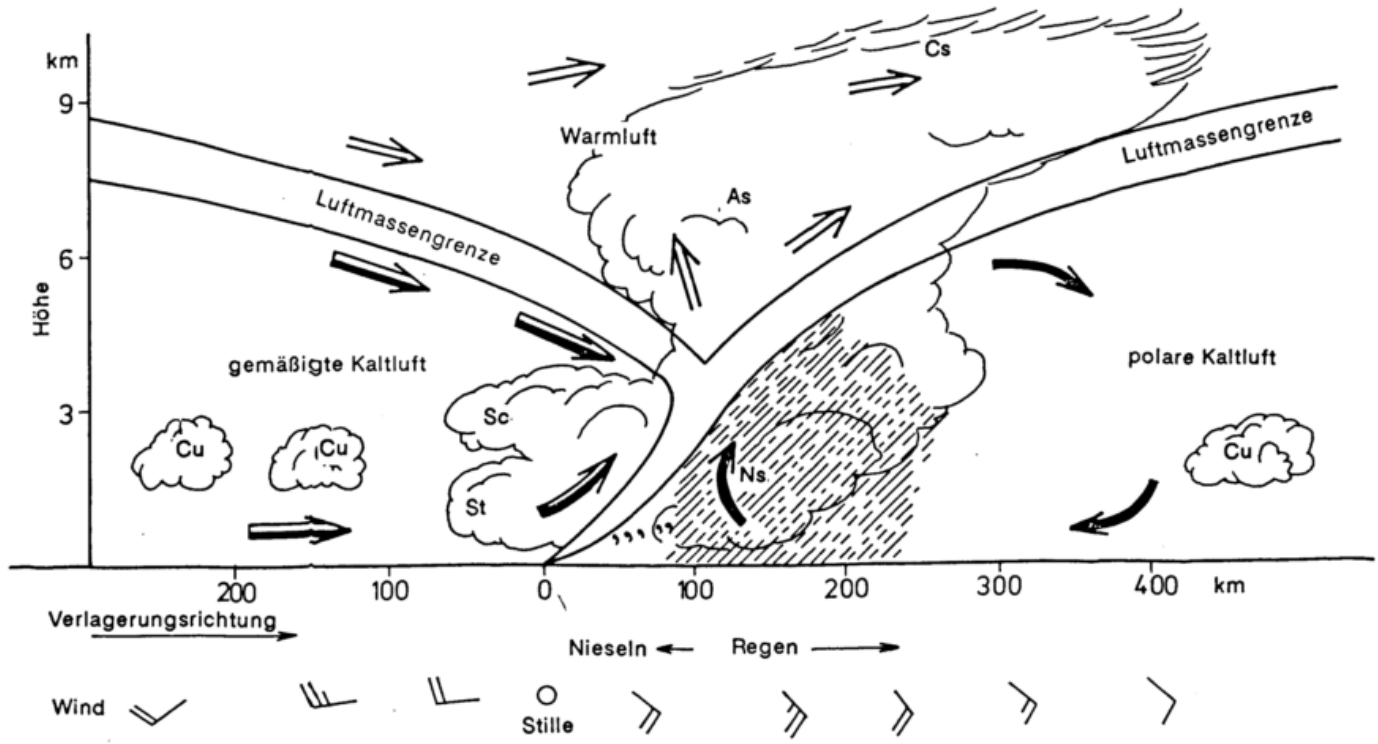


Abb. 17 : Seitenansicht einer Warmfrontokklusion

emporgehoben und stark verwirbelt, was man an den spiralförmigen Wolkenbändern auf Satellitenfotos gut erkennen kann.

Die Wetterwirksamkeit der Fronten ist im Einzelfall sehr unterschiedlich. Es kommt beispielsweise häufig vor, daß Fronten gar keinen oder nur stellenweise Niederschlag liefern, während bei anderen Gelegenheiten Starkregen beobachtet werden, die an demselben Ort binnen 24 Stunden eine Ergiebigkeit von mehr als einer durchschnittlichen Monatsmenge aufweisen. Diese unterschiedliche Niederschlagstätigkeit an den Fronten hängt nicht nur von den Temperatur- und Feuchtigkeitsgegensätzen der in der Front zusammengeführten Luftmassen ab. Es ist klar, daß eine langsam ziehende oder gar festliegende Front an einem bestimmten Ort eine größere Niederschlagssumme liefern kann als eine schnell bewegte Front. Für die letztere gilt die bekannte Regel, daß der Wind den Regen vertreibt.

Aber auch die Jahreszeiten sind für die Ausbildung der Fronten von großer Bedeutung. Im Sommer sind beispielsweise die Kaltfronten bei uns viel stärker wirksam als die Warmfronten, da dann die Temperaturgegensätze zwischen dem erwärmten Festland und der von Westen vordringenden Meeresluft groß sind. Außerdem verursacht die sommerliche Bodenerwärmung eine stärkere Labilität. Umgekehrt bewirkt im Winter die größere Ausstrahlung über dem Kontinent, daß die milde von Westen herankommende Meeresluft eine stark ausgeprägte Warmfront der festländischen Kaltluft bildet.

Die jahreszeitlichen Temperaturgegensätze zwischen Festland und Meer führen gelegentlich sogar zu scheinbaren Widersprüchen zwischen Wetterkarte und Wettervorhersage. Im Sommer kann nämlich die Warmfront eines atlantischen Tiefs beim Übertritt auf das Festland in den untersten Schichten, in denen sich unser Leben abspielt, eine Abkühlung bringen, wenn sich nämlich die Kaltluft vor dem Bewölkungsaufzug, der Warmfront infolge der Sonneneinstrahlung stark erwärmt hat. In einem solchen Falle spricht man von einer "maskierten" Warmfront. Noch häufiger ist im Winter zu beobachten, daß der Warmluftsektor eines Tiefs über dem Festland infolge starker Ausstrahlung in den untersten Schichten nicht zur Geltung kommt und daß erst die nachfolgende "maskierte" Kaltfront infolge der Windzunahme die alte Kaltlufthaut wegräumt, was mit einer Erwärmung verbunden ist.
Die Wettererscheinungen beim Durchzug von Tiefdruckgebieten und ihrer Fronten sind anhand von aktuellen Beispielen in den wetterkundlichen Lehrmitteln des Deutschen Wetterdienstes, Nr.5 und Nr.6 c,d, ausführlich beschrieben.

11 Frontenlose Schlechtwettergebiete

Folgende Arten von Schlechtwettergebieten sind unabhängig von den Wetterfronten:
- orographische Schlechtwettergebiete,
- Tiefdruckgebiete, Tröge,
- Konvergenzlinien,
- Labilitätszonen und
- Kaltlufttropfen.

Das beste Beispiel für ein orographisches Schlechtwettergebiet ist der Stauniederschlag im Luv von Gebirgen, den wir bereits beim Föhn (Kap.8.3) kennengelernt haben. Aber auch an der Küste, selbst wenn sie verhältnismäßig flach ist, gibt es wegen der größeren Reibung über Land bei auflandigem Wind eine Konvergenz (Zusammenströmen der Luft) in den unteren Schichten, die die Luft zum Aufsteigen zwingt. Besonders in einer feuchten, labil geschichteten Luftmasse bilden sich dabei Wolken und Schauer. Ablandiger Wind hingegen führt zu einer Divergenz (Auseinanderströmen) mit Absinken und Wolkenauflösung.

Das Zusammenströmen der Luft in Tiefdruckgebieten wurde schon in Kapitel 10.2 erläutert (Abb.10b). Auf dieselbe Art wirkt ein Trog (s.Abb.6), denn auch in ihm weisen die Isobaren eine stark zyklonale (tiefdruckmäßige) Krümmung auf.

In den Konvergenzlinien strömt die Luft der unteren Schichten ebenfalls zusammen und wird dadurch zum Aufsteigen gezwungen. Solche Konvergenzlinien liegen z.B. zwischen zwei Hochdruckgebieten (s.Abb.6). Die bekannteste ist die innertropische Konvergenzzone (Tiefdruckrinne), in der die Passate der Nord- und Südhalbkugel zusammenströmen (s.Kap.8.5).

Labilitätszonen sind größere Gebiete mit feuchtlabiler Schichtung in einer einheitlichen Luftmasse. Vor allem im Sommer bilden sich hier mittags durch die starke Erwärmung des Bodens Quellwolken, die zu Schauern und Gewittern emporwachsen. Typisch für Labilitätszonen ist, daß sich eingelagerte Konvergenzlinien bilden, an denen sich linienförmig Gewitterzellen entwickeln. Ihre Wetterwirksamkeit ist sehr groß; nicht selten treten Hagel und schwere Böen auf. Manchmal schläft die Gewittertätigkeit über Land schon abends ein, manchmal aber erst gegen Morgen. Anzeichen für die Bildung nachmittäglicher Gewitter sind morgens mittelhohe Wolken mit zinnenartigen oder flockigen Formen (Ac castellanus oder Ac floccus) und eine schwülwarme Luft. - Über einem verhältnismäßig warmen Meer entwickeln sich die Schauer oder Gewitter hauptsächlich nachts.

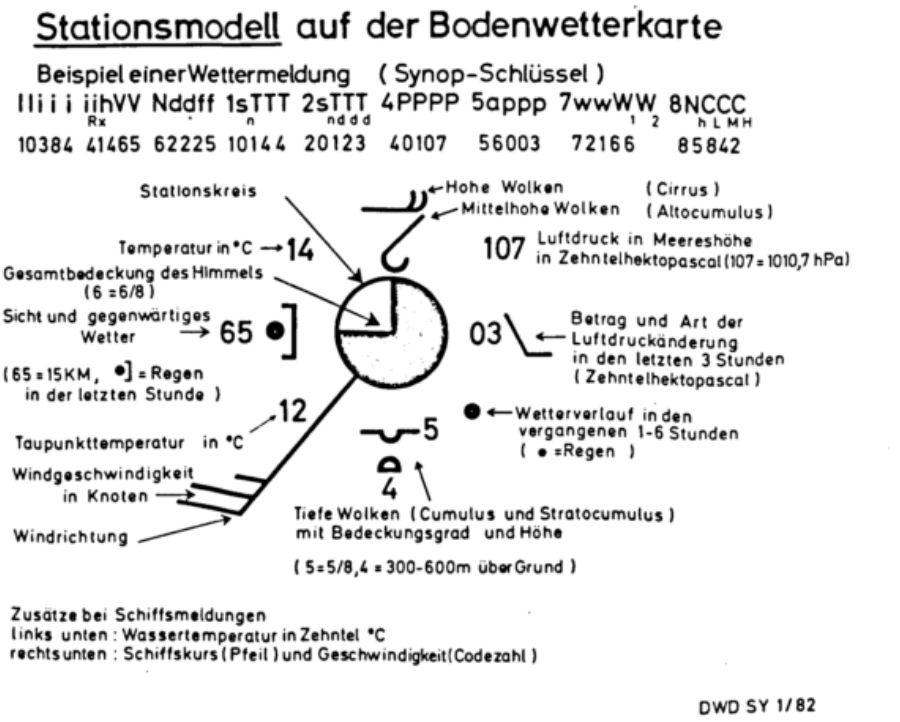
Ein "Kaltlufttropfen" ist ein Gebiet von einigen 10 bis 100 km Durchmesser mit besonders kalter Luft, vor allem in ca. 2-5 km Höhe. Diese Kaltluft verhält sich recht träge und bewegt sich nicht so rasch wie die umgebende Atmosphäre, sie wirkt also wie ein Gebirge. Auf seiner Rückseite (Luv) gleitet die umgebende Luft auf, wodurch es zu Wolkenbildung und Aufgleitniederschlägen kommt. Innerhalb des Kaltlufttropfens herrscht oft eine feuchtlabile Schichtung mit Schauern oder Gewittern. Auf seiner Vorderseite (Lee) sinkt die Luft ab, was zur Wolkenauflösung führt. Dieses heitere Wetter auf seiner Vorderseite schlägt mit seinem Eintreffen rasch in bewölktes regnerisches Wetter um.

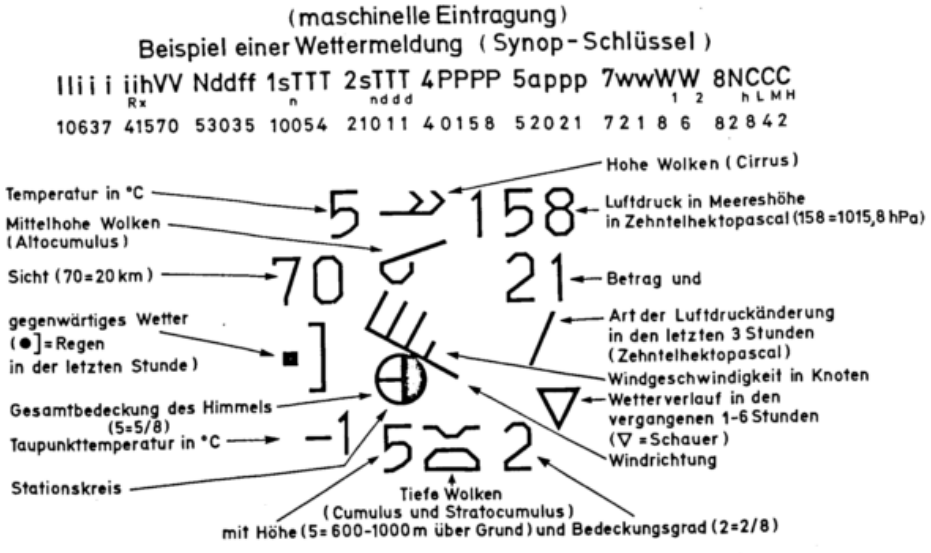
12 Wetterkarten

Wetterkarten geben alle eingegangenen meteorologischen Beobachtungen zu einem Termin wieder. Sie konnten erst mit der Erfindung des Telegraphen aktuell in die Meteorologie eingeführt werden. Schon vor weit mehr als 100 Jahren kam es in der meteorologischen Wissenschaft zu einer internationalen Verständigung über einheitliche Meßmethoden, Aufzeichnungen und Übertragungsregeln. Die meisten der heute in Wetterkarten wiederzufindenden Symbole wurden schon vor mehr als 100 Jahren international einheitlich benutzt.

Ein Stationskreis markiert jeweils den Standort einer Station oder eines Wetterbeobachtungsschiffes oder einer Wetterboje. In den Stationskreis wird die Bewölkung in Achteln der Gesamtbedeckung eingetragen, der Wind wird als Fähnchen in Richtung und Geschwindigkeit markiert. Bei Eintragung per Hand wird er, wie im Bild gezeichnet, eingetragen. Bei Eintragungen über Computer und Zeichenautomaten befinden sich die Windfähnchen seitlich am Stationskreis. Alle übrigen Daten sind in einem festgelegten Schema um den Stationskreis plaziert, je nach Platzbedarf seitlich versetzt.

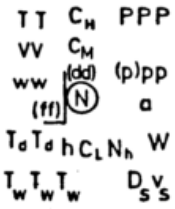
Nähere Angaben sind im "Wetterschlüssel" zu finden.





Bodenwetterkarte

Für die Eintragung der Wettermeldungen gelten folgende Modelle:



a) vollständiges Schema



b) gekürztes Schema

Bedeutung der Symbole (in beiden Modellen)

a = Symbol für die Art der Luftdruckänderung in den letzten 3 Stunden

C_L = Tiefe Wolken

- = Cumulus humilis (Cu hum) oder Cumulus fractus (Cu fra)
- = Cumulus mediocris (Cu med) oder Cumulus congestus (Cu con)
- = Cumulonimbus calvus (Cb cal)
- = Stratocumulus cumulogenitus (Sc cugen)
- = Stratocumulus (Sc)
- = Stratus nebulosus (St neb) oder Stratus fractus (St fra)
- = Stratus fractus (St fra) oder Cumulus fractus (Cu fra)
- = Cumulus (Cu) und Stratocumulus (Sc)
- = Cumulonimbus capillatus (Cb cap)

C_M = Mittelhohe Wolken

- = Altostratus translucidus (As tr)
- = Altostratus opacus (As op) oder Nimbostratus (Ns)
- = Altocumulus translucidus (Ac tr)
- = Altocumulus lenticularis (Ac len)
- = Altocumulus translucidus oder Altocumulus opacus (Ac tr oder Ac op), zunehmend
- = Altocumulus cumulogenitus (Ac cugen)
- = Altocumulus duplicatus (Ac dup) oder Altocumulus opacus (Ac op) oder Altocumulus mit Altostratus oder Nimbostratus (AcAs oder Ns)
- = Altocumulus castellanus (Ac cas) oder Altocumulus floccus (Ac flo)
- = chaotischer Himmel

C_H = Hohe Wolken

- = Cirrus fibratus (Ci fib)
- = Cirrus spissatus (Ci spi)
- = Cirrus spissatus cumulogenitus (Ci spi cugen)
- = Cirrus uncinus (Ci unc) oder Cirrus fibratus (Ci fib)
- = Cirrus (Ci)-und/oder Cirrostratus (Cs)-Aufzug, < 45° über Horizont
- = Cirrus (Ci)-und/oder Cirrostratus (Cs)-Aufzug, > 45° über Horizont
- = Cirrostratus (Cs), 8/8 Bedeckung
- = Cirrostratus (Cs), < 8/8 Bedeckung
- = Cirrocumulus (Cc)

D_S = bei Schiffsmeldungen: Schiffskurs in Pfeilrichtung

dd = Windrichtung in 36teiliger Skala. Der Windpfeil wird als Tangente an den Stationskreis gezeichnet.

ff = Windgeschwindigkeit in Knoten; ein kurzer Strich an der Windfahne bedeutet 5 Knoten, ein langer Strich 10 Knoten, ein ausgefülltes Dreieck 50 Knoten.
Beispiel: = 65 Knoten (Geschwindigkeitsspanne = 5 Knoten, also hier 63 - 67 Knoten).

h = Untergrenze der tiefen Wolken

0 = 0 bis 50 m	5 = 600 bis 1000 m	
1 = 50 bis 100 m	6 = 1000 bis 1500 m	
2 = 100 bis 200 m	7 = 1500 bis 2000 m	
3 = 200 bis 300 m	8 = 2000 bis 2500 m	
4 = 300 bis 600 m	9 = > 2500 m	

N = Gesamtbedeckung des Himmels in Achteln

○ = wolkenlos	◑ = 5/8 Bedeckung
◔ = 1/8 Bedeckung	◕ = 6/8 Bedeckung
◔ = 2/8 Bedeckung	◐ = 7/8 Bedeckung
◔ = 3/8 Bedeckung	● = 8/8 Bedeckung
◑ = 4/8 Bedeckung	⊗ = Himmel nicht erkennbar

N_h = Bedeckungsgrad aller C_L-Wolken (falls keine C_L-Wolken vorhanden sind, aller C_M-Wolken).
Angabe in Achtel, N_h = 9: Bedeckungsgrad nicht angebbar.

PPP = Luftdruck in Meereshöhe in Zehntelhektopascal unter Weglassung der Tausender- und Hunderterziffer.
(Beispiele: PPP = 353 = 1035,3 hPa, 689 = 968,9 hPa).

(p)pp = Betrag der dreistündigen Luftdruckänderung in Zehntelhektopascal

TT = Lufttemperatur in ganzen Grad Celsius

$T_d T_d$ = Taupunkttemperatur in ganzen Grad Celsius

ww = Wetter zur Beobachtungszeit

- = Industrierauch
- = trockener Dunst
- = Trübung durch Staub
- = aufgewirbelter Staub oder Sand
- = Kleintrombe
- = Sand- oder Staubsturm im Gesichtskreis
- = feuchter Dunst
- = Bodennebel (bis 2m), einzelne Bänke
- = Bodennebel, zusammenhängend
- = Wetterleuchten
- = nach Sprühregen
- = nach Regen
- = nach Schnee
- = nach Schneeregen
- = nach gefrorenem Regen (Glatteis)
- = nach Regenschauer
- = nach Schneeschauer, nach Schneeregenschauer
- = nach Hagel- oder Graupelschauer
- = nach Nebel
- = nach Gewitter

in der letzten Stunde, aber nicht zum Beobachtungstermin

- = leichtes oder mäßiges Schneefegen
- = starkes Schneefegen
- = leichtes oder mäßiges Schneetreiben
- = starkes Schneetreiben
- = Nebel im Gesichtskreis, aber nicht an der Station
- = Nebelschwaden
- = Nebel, Himmel erkennbar
- = Nebel, Himmel nicht erkennbar

} in der letzten Stunde dünner geworden

- = Nebel, Himmel erkennbar
- = Nebel, Himmel nicht erkennbar

} in der letzten Stunde gleichbleibend

- = Nebel, Himmel erkennbar
- = Nebel, Himmel nicht erkennbar

} in der letzten Stunde eingesetzt oder dichter geworden

- = Nebel, Himmel erkennbar
- = Nebel, Himmel nicht erkennbar

} schlägt sich als Rauhreif nieder

- = leichter Sprühregen mit Unterbrechung
- = leichter Sprühregen ohne Unterbrechung
- = mäßiger Sprühregen mit Unterbrechung
- = mäßiger Sprühregen ohne Unterbrechung
- = starker Sprühregen mit Unterbrechung
- = starker Sprühregen ohne Unterbrechung
- = gefrierender Sprühregen, leicht
- = gefrierender Sprühregen, mäßig oder stark
- = Sprühregen mit Regen, leicht
- = Sprühregen mit Regen, mäßig oder stark
- = leichter Regen mit Unterbrechung
- = leichter Regen ohne Unterbrechnung
- = mäßiger Regen mit Unterbrechung
- = mäßiger Regen ohne Unterbrechung
- = starker Regen mit Unterbrechung
- = starker Regen ohne Unterbrechung
- = gefrierender Regen, leicht
- = gefrierender Regen, mäßig oder stark
- = Regen oder Sprühregen und Schnee, leicht
- = Regen oder Sprühregen und Schnee, mäßig oder stark
- = leichter Schneefall mit Unterbrechung
- = Gewitter während der letzten Stunde, leichter Regen
- = Gewitter während der letzten Stunde, mäßiger oder starker Regen
- = Gewitter während der letzten Stunde, leichter Schnee, Schneeregen, Graupel oder Hagel
- = Gewitter während der letzten Stunde, mäßiger oder starker Schnee, Schneeregen, Graupel oder Hagel
- = leichtes oder mäßiges Gewitter mit Regen, Schnee oder Schneeregen
- = leichtes oder mäßiges Gewitter mit Graupel oder Hagel
- = starkes Gewitter mit Regen, Schnee oder Schneeregen
- = Gewitter mit Staub- oder Sandsturm
- = starkes Gewitter mit Hagel oder Graupel

- = Niederschlag im Gesichtskreis, den Boden nicht erreichend
- = Niederschlag im Gesichtskreis, den Boden erreichend, mehr als 5 km entfernt
- = Niederschlag im Gesichtskreis, den Boden erreichend, weniger als 5 km entfernt
- = Gewitter, aber kein Niederschlag an der Station
- = Böen
- = Großtromben

- = Leichter oder mäßiger Sand- oder Staubsturm { nachlassend / gleichbleibend / zunehmend
- = Schwerer Sand- oder Staubsturm { nachlassend / gleichbleibend / zunehmend

- = leichter Schneefall ohne Unterbrechung
- = mäßiger Schneefall mit Unterbrechung
- = mäßiger Schneefall ohne Unterbrechung
- = starker Schneefall mit Unterbrechung
- = starker Schneefall ohne Unterbrechung
- = Eisnadeln
- = Schneegriesel
- = vereinzelte Schneesterne
- = Eiskörner
- = leichter Regenschauer
- = mäßiger oder starker Regenschauer
- = sehr starker Regenschauer
- = leichter Schneeregenschauer
- = mäßiger oder starker Schneeregenschauer
- = leichter Schneeschauer
- = mäßiger oder starker Schneeschauer
- = leichter Graupelschauer
- = mäßiger oder starker Graupelschauer
- = leichter Hagelschauer (ohne Donner)
- = mäßiger oder starker Hagelschauer (ohne Donner)

$T_wT_wT_w$ = bei Schiffsmeldungen: Wassertemperatur, in Zehntelgrad Celsius

VV = Sichtweite

bei Landstationen		bei Schiffsstationen	
00	< 100 m	90 = < 50 m	95 = 2 km
01 bis 50	100 m bis 5000 m (in Stufen von 100 m)	91 = 50 m	96 = 4 km
56 bis 80	6 km bis 30 km (" " " 1 km)	92 = 200 m	97 = 10 km
81 bis 88	35 km bis 70 km (" " " 5 km)	93 = 500 m	98 = 20 km
89	> 70 km	94 = 1 km	99 = ≥ 50 km

v_s = bei Schiffsmeldungen:

Mittlere Schiffsgeschwindigkeit während der letzten 3 Stunden

0 =	0 Knoten	5 = 21 bis 25 Knoten	
1 =	1 bis 5 "	6 = 26 bis 30 "	
2 =	6 bis 10 "	7 = 31 bis 35 "	
3 =	11 bis 15 "	8 = 36 bis 40 "	
4 =	16 bis 20 "	9 = über 40 "	

W = Wetterverlauf in den letzten 6 Stunden

= Schneetreiben; in Wüstengebieten: Sand- oder Staubsturm

= Nebel

= Sprühregen

= Regen

= Schnee

= Schauer

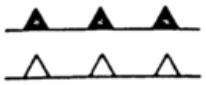
= Gewitter

Falls keine derartige Wettererscheinung aufgetreten ist, entfällt die Eintragung

Analysen der Bodenwetterkarten

Die Isobaren (Linien gleichen Luftdrucks, auf NN reduziert) werden als ausgezogene Linien im Abstand von 5 zu 5 hPa gezeichnet.
Bei den Fronten wird die Lufttemperaturänderung am Boden (ausgefüllte Symbole) von der in der Höhe (offene Symbole) unterschieden. Dies ergibt folgende Möglichkeiten:

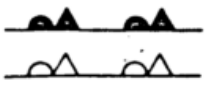
a) Kaltfront:



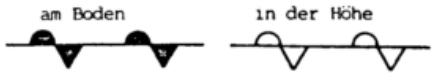
b) Warmfront:



c) Okklusion:



d) quasistationäre Front (beiderseits entgegengesetzte Luftmassenbewegung)



e) Sonstige:

Konvergenzlinie 

Druck Seewetteramt

5. MAI 1967

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 10

Kleine Wetterkunde

DWD Offenbach / Bibliothek
B23029428

Neudruck 1965

I Q 19 (NKPPÉ

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach/M.
DW 67.1263

KLEINE WETTERKUNDE

1. Die Zusammensetzung der Luft

Träger der Wettererscheinungen ist die Luft. Die Luft ist kein chemisches Element, wie man im Altertum meinte, auch keine chemische Verbindung, sondern einfach ein Gasgemisch, und zwar setzen sich 100 Raumteile trockener Luft aus 78 Raumteilen Stickstoff, 21 Raumteilen Sauerstoff und fast 1 Raumteil Argon zusammen. Neben Argon sind auch die anderen Edelgase wie Neon und Helium vertreten, allerdings nur in Spuren. Geringfügig sind auch die Mengen an Kohlensäure (0,02 - 0,04 Volumprozente) und an Ozon; trotzdem sind diese beiden letzteren Gase besonders wichtig für den Wärmehaushalt der Atmosphäre, da sie für die Strahlung in verschiedenen Wellenbereichen undurchlässig sind. Noch vor etwa 20 Jahren nahm man an, daß in größeren Höhen (etwa oberhalb 10 km) eine Entmischung der Gase eintreten würde derart, daß der schwere Sauerstoff dort an Menge schnell abnehmen und dafür der Stickstoff prozentual noch stärker hervortreten würde. Messungen, die man bis 30 km Höhe durchführen konnte, zeigten jedoch, daß der Sauerstoffgehalt dort nur wenig abnimmt. Für noch größere Höhen machen theoretische Überlegungen eine Entmischung sehr unwahrscheinlich, so daß man praktisch bis über 80 km Höhe mit der oben angegebenen Luftzusammensetzung aus Stickstoff, Sauerstoff und Argon rechnen kann. Daß darüber hinaus ebenfalls Stickstoff und Sauerstoff die Hauptbestandteile der Luft sind, weiß man aus Nordlichtbeobachtungen.

Ganz unstetig verteilt ist in der Atmosphäre das Gas, das eigentlich das Wetter macht, der Wasserdampf. An Menge schwankt er zwischen etwa 0,2 und 4 Volumprozenten. Bei Anwesenheit von Wasserdampf spricht man von feuchter Luft. Die unregelmäßige Verteilung rührt daher, daß der Wasserdampf bei den in der Atmosphäre vorkommenden Temperaturen sowohl als unsichtbares Gas als auch in flüssiger oder gar fester Form vorkommen kann. Sein Verhalten wird uns im einzelnen noch besonders beschäftigen.

2. Das Beobachtungsnetz

Um die Gesetze des Wettergeschehens zu finden, muß man die Eigenschaften der Luft durch genaue und vergleichbare Messungen verfolgen. Dies geschieht auf der ganzen Erde durch sehr viele Wetterbeobachtungsstationen, die auf Grund internationaler Vereinbarungen nach gleichen Gesichtspunkten die Wetterbeobachtungen ausführen. Im Wetterdienst der Bundesrepublik sind etwa 400 solche Stationen vorhanden und daneben noch weitere 2600, die den Niederschlag messen und ihre - ohne Mithilfe von Instrumenten gemachten - Beobachtungen notieren.

In Schleswig, Emden, Hannover, Berlin, Stuttgart und München befinden sich außerdem noch Aerologische Stationen, die mit Hilfe von sogenannten Radiosonden die Temperatur-, Feuchtigkeits- und Windverhältnisse in den höheren Luftschichten messen. An einem mit Wasserstoff gefüllten, freifliegenden Gummiballon wird ein kombiniertes Gerät zur Bestimmung des Luftdrucks, der Temperatur und der Feuchte in die Höhe geschickt, dessen Angaben mittels eines beigegebenen kleinen Kurzwellensenders an die Station gelangen. Der Höhenwind wird ebenfalls elektrisch bestimmt, in gleicher Weise, wie man während des Krieges allmählich lernte, Flugzeuge in und über den Wolken durch eine elektrische Scheinwerfermethode zu peilen. Ein von der Station ausgestrahltes elektrisches Signal wird von einem ebenfalls an dem Ballon befestigten Reflektor zurückgeworfen, und man mißt durch eine sehr genaue Methode die Zeit bis zum Eintreffen des Echos, woraus man die jeweilige Schrägentfernung des Ballons errechnet. Seiten- und Höhenwinkel ergeben sich aus der Stellung der gerichteten Sendeantenne, so daß man darauf den jeweiligen Ort und damit die Höhenströmung, mit der der Ballon forttreibt, bestimmen kann. (Die mit dem Ballon hochgetragenen Geräte gehen nach dem Platzen des Ballons an einem Fallschirm zur Erde nieder und werden häufig wieder aufgefunden. Der Finder muß sie ungeöffnet an die Station einschicken und erhält dann eine Belohnung.) Die Veränderungen in der Atmosphä-

re werden mittels dieser Methode fortlaufend bis durchschnittlich 15 km Höhe verfolgt. Mehrfach wurden auch Höhen von mehr als 30 km erreicht. Daß man nicht noch höher kommt, liegt an der Unzulänglichkeit des für den Ballon verwendeten Gummimaterials.

3. Der Wind

Von den Beobachtungen, die die meteorologischen Stationen regelmäßig anstellen, ist die Bestimmung des Windes eine der wichtigsten. Die Windrichtung wird mit Hilfe einer freistehenden, leicht beweglichen Windfahne festgestellt. Windrichtung ist dabei diejenige, aus der der Wind kommt. Im Altertum unterschied man nur die 4 Hauptwindrichtungen. Diese und die Zwischenrichtungen wurden erst unter Karl dem Großen mit deutschen Namen belegt. Schwieriger ist die Bestimmung der Windstärke. Zu genaueren Messungen wird ein Windrad, das aus einem Schalenkreuz besteht, benutzt oder noch besser ein Staurohr, wie es beispielsweise auch im Flugzeug zur Ermittlung der Fluggeschwindigkeit dient. Im ersten Fall ist die Umdrehungsgeschwindigkeit des Windrades ein Maß für die Windgeschwindigkeit, im anderen Falle sind dies die durch die strömende Luft hervorgerufenen Druckunterschiede. An den meisten Stationen wird jedoch die Windstärke nur durch Schätzung bestimmt. Hierfür hat sich seit langem eine 1805 von dem Admiral Beaufort - ursprünglich nur für die Zwecke der Segelschiffsführung - geschaffene Windstärkeskala eingebürgert (O = Windstille, 12 = Orkan). Eine solch grobe Stärkeskala hat insofern ihre Berechtigung, als von den Beobachtungsstationen der Wind in Bodennähe angegeben wird, der infolge der Reibung fast stets eine mehr oder minder große Böigkeit aufweist. Die von den aerologischen Stationen gemessenen Höhenwinde werden genauer, meist in Knoten, angegeben. 1 Knoten entspricht einer Geschwindigkeit von 1 Seemeile (= 1/60 Äquatorgrad = 1,855 km) pro Stunde. Die größte bisher beobachtete Windstärke in Bodennähe dürfte fast 200 km/Std. erreicht haben. Genauere Werte lassen sich leider nicht angeben, da die Windmeßgeräte dann meist zerstört werden. In größeren Höhen (10 km) wurden schon Windgeschwindigkeiten von über 350 km/Std. gemessen.

In manchen Gegenden der Erde ist der Zusammenhang zwischen Wind und Wetter so eng, daß der betreffende Wind den Wettercharakter bereits eindeutig bestimmt. So ist im Alpenvorland der Föhn eine bekannte Erscheinung, der als warmer, trockener Wind von den Alpen her weht, oder im Rhonetal der Mistral, mit dem in großer Stärke Kaltluft aus dem Norden ins Mittelmeer abfließt. In der Adria gibt es die gefürchtete Bora, die als kalter Fallwind vom Karstgebirge kommt. Wichtig ist im Mittelmeer vor allem auch der Scirocco, der im heißen Afrika seine Entstehung hat, über dem Meer große Feuchtigkeit aufnimmt und dann über Italien und dem Balkan ergiebige Regenfälle hervorruft, so daß die mittlere Westküste der Balkanhalbinsel die niederschlagsreichste Gegend ganz Europas ist. Im Ägäischen Meer kennt man die Etesien, eine aus Nordost kommende Windströmung, die zwar wolkenarmes Wetter bringt, aber bei einiger Stärke über den kahlen und zerklüfteten Gebirgen Griechenlands eine große Böigkeit hervorruft, die beispielsweise eine Luftreise über diesem Gebiet bei einer Etesienwetterlage zu keiner Freude macht.

Während die vorgenannten Winde lokalen Charakter haben, sind die Monsun- und Passatwinde großräumige Erscheinungen. Die bekannteste und mächtigste Monsunströmung ist der Südwestmonsun im Indischen Ozean, der dort während des Sommers fast ununterbrochen herrscht und für das Wetter und die Fruchtbarkeit Indiens infolge seiner Wärme und Feuchtigkeit ausschlaggebend ist. Monsune entstehen durch den jahreszeitlichen Temperaturgegensatz zwischen den großen Land- und Wassermassen und wehen im Sommer vom kalten Meer aufs erhitzte Land, im Winter in umgekehrter Richtung. Auch in Europa gibt es, wenn auch nicht so stetig ausgebildet, monsunartige Erscheinungen. In unserem Gebiet sind die mit Nordwestwinden erfolgenden Kaltlufteinbrüche im Mai und Juni (Eisheilige, Schafskälte) Sommermonsune, der Altweibersommer mit seinen Süd- und Südostwinden gehört zu dem Wintermonsun. Die Passatwinde schließlich verdanken ihre Entstehung dem Temperaturgegensatz zwischen den äquatorialen Gebieten und den nördlichen Breiten. Sie wehen infolgedessen auch das

ganze Jahr über in gleicher Richtung und sind bei uns auf der Nordhalbkugel von etwa 30 Grad Nordbreite bis nahe Äquator Nordostwinde. Sie wehen sehr gleichmäßig und stetig mit einer mittleren Geschwindigkeit von 15 - 20 km/Std. und wurden wegen dieser Eigenschaften früher von den Segelschiffen gern aufgesucht.

4. Der Luftdruck

Die Luft zeigt, wie jedes Gas, stets einen gewissen Druck. In der Atmosphäre ist dieser Druck zeitlich und von Ort zu Ort verschieden; es gibt große Gebiete hohen Luftdruckes, denen ausgedehnte Tiefdruckgebiete gegenüberstehen, und die Strömungen der Luft, Winde, Stürme sind eine unmittelbare Folge dieser Luftdruckgegensätze, die sie auszugleichen versuchen. Auf eine genaue Messung des Luftdruckes wird deshalb bei den Wetterbeobachtungen sehr viel Wert gelegt. An den Wetterstationen erfolgen diese Messungen mit Hilfe des Quecksilberbarometers, das zuerst von dem Italiener Viviani 1643 auf Grund von Toricelli's Ideen über das Verhalten der Luft gebaut wurde. Als Zimmerbarometer hat sich mit Recht das Metallbarometer eingebürgert, das bei guter Ausführung eine hinreichend genaue und unmittelbare Ablesung des Luftdrucks gestattet. Die bei diesem Gerät in alter Gewohnheit verzeichneten Wetterangaben bei den verschiedenen Luftdrucken sind dagegen meist irreführend. Wichtigster Bestandteil des Gerätes sind eine oder mehrere Metalldosen, die zur Vergrößerung ihrer Oberfläche aus gewelltem Neusilberblech bestehen. Sie sind nahezu luftleer und würden von dem äußeren Luftdruck fast vollständig zusammengedrückt werden, wenn nicht eine Blattfeder, die meist außerhalb, gelegentlich aber auch innerhalb der Dose angebracht ist, dies verhinderte. Bei hohem Luftdruck wird diese Feder stärker beansprucht als bei tiefem, und diese Änderung wird auf den über der Ableseskala spielenden Zeiger übertragen. Die ganze Vorrichtung kann als Federwage aufgefaßt werden, mit Hilfe deren die Luft gewogen wird; denn der Luftdruck kommt dadurch zustande, daß die Luft Gewicht hat. Der Luftdruck ist gleich dem Gewicht der senkrechten Luftsäule, die mit 1 qcm Querschnitt über dem Beobachtungsort bis zur äußersten Grenze der Atmosphäre reicht. Wenn man beispielsweise an dem Barometer 760 mm Luftdruck abliest, so bedeutet dies, daß die Luftsäule mit 1 qcm Querschnitt über dem Beobachtungsort genau das gleiche Gewicht hat wie eine 760 mm lange Quecksilbersäule ebenfalls von 1 qcm Querschnitt. Geht man mit dem Barometer auf einen Berg, so kommt das untere Stück der Luftsäule von der Höhe des Berges nicht mehr zur Wirkung, und der Luftdruck muß infolgedessen auf dem Berg entsprechend niedriger sein. Diese Tatsache wurde schon bald nach Erfindung des Barometers durch Versuche festgestellt. Die Rechnung ergibt, daß in den unteren Höhen der Druck etwa pro 11 m Höhenerhebung um 1 mm Quecksilbersäule abnimmt. Unsere gebräuchlichen Höhenmesser, die bei Wanderungen oder auch im Flugzeug zur Bestimmung der Höhe Verwendung finden, sind nichts anderes als kleine, handliche Metallbarometer, die lediglich mit einer Höhenskala statt mit einer Druckskala versehen sind. Da der Luftdruck zeitlich und örtlich veränderlich ist, muß man diese Geräte allerdings vor Benutzung immer erst bei einer bekannten Höhe richtig einstellen.

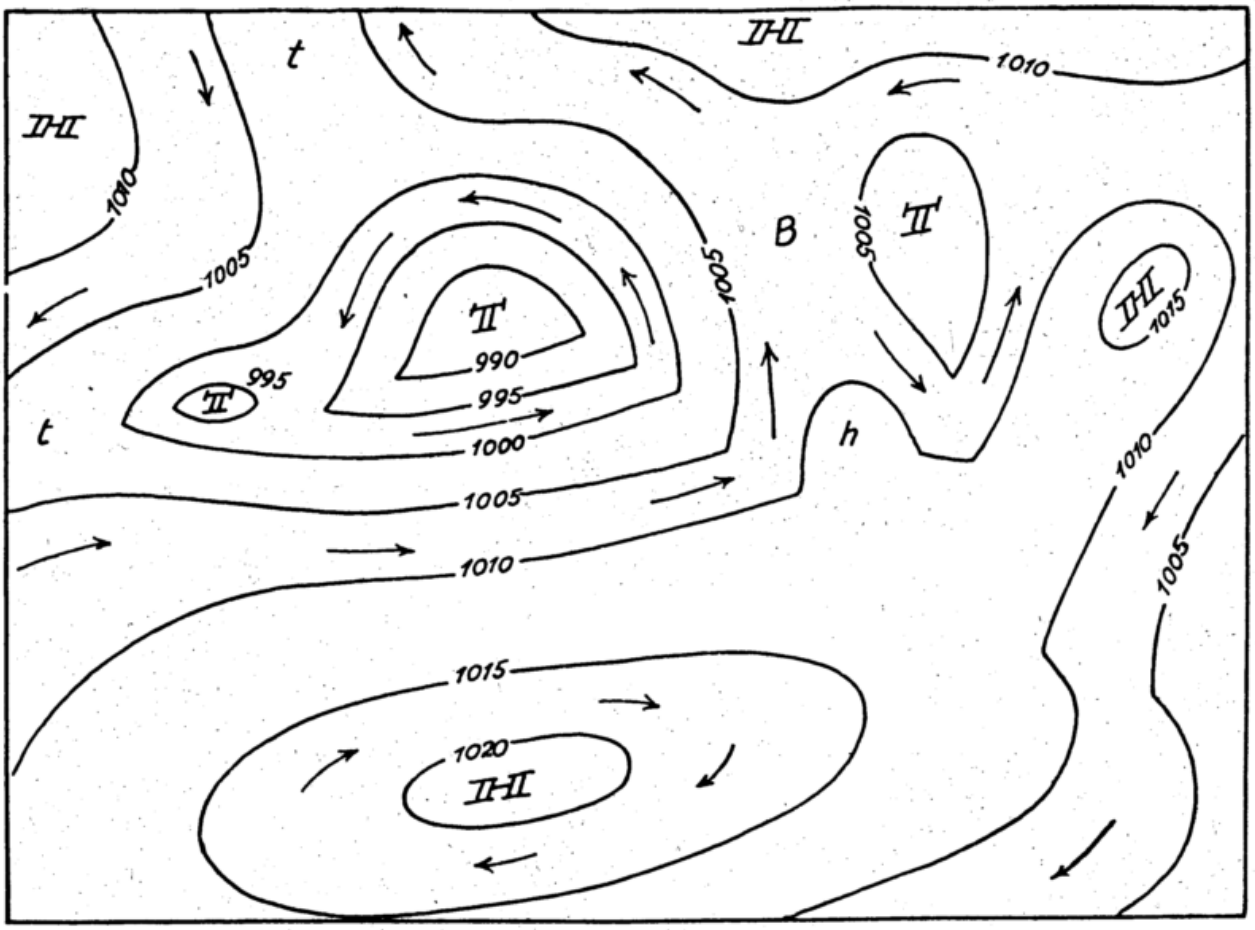
Die Einteilung unserer Barometer in mm ist unzweckmäßig, da diese Maßeinheit nur auf das Quecksilberbarometer zugeschnitten ist. Man könnte nämlich statt Quecksilber auch eine andere Flüssigkeit verwenden, beispielsweise Wasser. Im 17. Jahrhundert ist tatsächlich einmal ein Wasserbarometer gebaut worden. Entsprechend der Dichte des Quecksilbers muß allerdings das Wasserbarometer 13,6 mal so lang sein, und infolgedessen stehen der praktischen Ausführung viele technische Schwierigkeiten entgegen. Man würde dann den Druck in mm Wassersäule finden. Um bei der Druckangabe von jeder Art der Messung frei zu sein, hat man eine besondere Druckeinheit geschaffen. Diese Einheit heißt Bar; sie ist aus wissenschaftlichen Gründen um rund 2% größer als die technische Atmosphäre, d.h. der Druck, den 1 Kilogramm Gewicht auf 1 Quadratzentimeter ausübt. Der tausendste Teil des Bar heißt Millibar, abgekürzt mb. Glücklicherweise besteht ein einfaches Umrechnungsverhältnis zwischen den mb und den mm Quecksilbersäule. Man braucht nämlich nur die Millimeterangabe des Barometers mit 4/3 zu multiplizieren, um die entsprechenden mb zu erhalten.

In mb werden die Luftdruckwerte mittels der Isobaren auf den Wetterkarten dargestellt. Zum Zeichnen dieser Linien gleichen Druckes kann man aber die Luftdrucke, die an den einzelnen, verschieden hoch liegenden Stationen bestimmt wurden, nicht unmittelbar verwenden, denn wir haben bereits gesehen, daß der Druck stets mit der Höhe abnimmt. Man muß also vorher alle Druckangaben auf die gleiche Seehöhe und zwar Meereshöhe = Normal Null (NN) umrechnen, um sie wirklich miteinander vergleichen zu können.

Von den auf der Erdoberfläche möglichen Luftdruck-Extremwerten geben die nachstehend aufgeführten eine Vorstellung. Das Gebiet, in dem bisher die höchsten Luftdruckwerte gemessen wurden, ist Westsibirien, und zwar wurden dort gelegentlich Luftdruckwerte von 1078 mb = 809 mm Quecksilbersäule beobachtet. Als niedrigster Luftdruck wurden einmal 917 mb = 688 mm beim Durchzug eines Wirbelsturmes an der Ostküste Vorderindiens gemessen. Als höchster Luftdruckwert in Deutschland gelten 1065 mb = 799 mm, die am 23.1.07 in Memel beobachtet wurden. Den Rekordwert des niedrigsten Luftdrucks in Deutschland hält Schleswig-Holstein, und zwar wurden in List auf Sylt am 6.12.40 nur 956 mb = 717 mm festgestellt. Der mittlere Luftdruck im Meeresniveau auf der gesamten Erde wird auf 1011 mb = 758 mm geschätzt; berücksichtigt man aber die Erhöhungen der Erdoberfläche in den Kontinenten, so kommt man zu einem mittleren Luftdruck von 987 mb = 740 mm.

5. Die Luftdruckkarte

Bedeutsamer als die absoluten Luftdruckwerte sind für das Wettergeschehen die Luftdruckgegensätze, wie sie sich bei der Darstellung der Luftdruckverteilung mittels der Linien gleichen Druckes im Meeresniveau auf den Wetterkarten zeigen. Es ist wichtig, sich über einige Begriffe, die bei der Schilderung solcher Luftdruckfelder in den Wetterberichten auftreten, klar zu sein. Zunächst ist zu beachten, daß die Luftdrucke, die zur Zeichnung einer solchen Karte dienen, alle zur gleichen Zeit gemessen wurden. Aus diesem Grunde können die Isobaren, die herkömmlicherweise von 5 zu 5 mb gezeichnet werden, sich niemals schneiden, denn das würde sonst bedeuten, daß für diesen Ort zu derselben Zeit zwei oder mehrere verschiedene Luftdruckwerte gelten. Weiterhin wird man bei der fortlaufenden Betrachtung der Wetterkarten leicht feststellen, daß offenbar gar nicht jede beliebige Isobarenform möglich ist, sondern daß sich gewisse Grundformen herausschälen lassen, die immer wieder auftreten. Die nachstehende schematische Zeichnung soll dies näher erläutern. Sie gibt - wie jede Wetterkarte - nur einen Ausschnitt aus dem Luftdruckfeld auf der gesamten Erdoberfläche, und infolgedessen zeigt sie Isobaren, die frei am Kartenrand enden. Grundsätzlich läuft jede Isobare in sich zurück; es gibt darunter aber solche, die ein einheitliches Druckgebiet umschließen, wie z.B. in unserer Zeichnung die 1015 mb- und 1020 mb-Isobaren unten ein Hoch (H). Die Isobaren 995 und 990 mb umschließen andererseits das Tief (T) in der Mitte der Zeichnung. Statt von Tief und Hoch spricht man gelegentlich auch von Zyklone (T) und Antizyklone (H). Für das Tief sind auch noch die Ausdrücke Depression, Minimum und Wirbel gebräuchlich, letzterer Ausdruck vor allem dann, wenn es sich um einen Sturmwirbel mit nahezu kreisförmigen Isobaren handelt. Das innerste Gebiet des Tiefs wird Zentrum oder Kern genannt. Beim Hoch spricht man vom Schwerpunkt des hohen Druckes. Neben diesen Hauptgrundformen gibt es im Gebiet des Hochdrucks weiterhin den Hochdruckkeil (in der Zeichnung mit h bezeichnet), den Hochdruckausläufer, der gelegentlich einen besonderen Schwerpunkt zeigt (1015 mb-Isobare rechts in der Zeichnung) und schließlich die Hochdruckbrücke (B), die zwischen zwei Tiefdruckgebieten von einem Hoch zum anderen führt. Statt Hochdruckbrücke sagt man auch Hochdruckrücken oder wegen der Eigenart der Druckverteilung in diesem Gebiet Hochdrucksattel. Ein Teiltief oder Randtief, auch sekundäres Minimum genannt, ist in der Zeichnung links das kleine Tief mit der geschlossenen Isobare 995 mb. Mit t sind die Streifen tiefen Druckes zwischen zwei Hochdruckgebieten bezeichnet, die Tiefdruckfurchen oder Tiefdruckrinnen heißen. In einem Tief zeigen die Isobaren gelegentlich eine sehr spitze Ausbuchtung (Tief rechts), die wegen der besonderen Form V-Dpression genannt wird. Auch



an anderen Stellen haben die Isobaren im Tief einen unstetigen Verlauf; es treten Isobarenknicke auf, ein Zeichen dafür, daß die Strömungsverhältnisse der Luft an diesen Stellen sich sprunghaft ändern.

In der Zeichnung ist die jeweilige Richtung der Luftströmung durch Pfeile angedeutet. Man stellt dabei zwei sehr merkwürdige Dinge fest. Einmal sieht man, daß die Luft in Richtung der Isobaren strömt, und zum anderen, daß die Winde das Hochdruckgebiet rechts herum (im Uhrzeigersinn), das Tief jedoch links herum umkreisen. Nach alltäglicher Erfahrung müßte man doch eigentlich erwarten, daß Druckgegensätze auf direktem Wege ausgeglichen werden. Was hindert die Luft daran, von dem Hoch aus entsprechend dem Druckgefälle, d.h. rechtwinklig zu den Isobaren unmittelbar in das Tief abzuströmen und dieses schleunigst aufzufüllen? Schuld daran ist die Erdumdrehung, der die Tiefs und Hochs ihre manchmal recht beträchtliche Lebensdauer verdanken. Bei nichtrotierender Erde würden entstehende Druckunterschiede sofort ausgeglichen werden, und es gäbe in der Atmosphäre nur echte Wirbel wie Tromben und Wasserhosen. Die Wirkung der Erdumdrehung auf die Bewegung der Luft ist nicht leicht zu verstehen. Noch am ehesten wird die Sache klar bei anfänglich reinen Süd- oder Nordwinden. Einer Luftmenge in südlichen Breiten wohnt nämlich infolge der Erdumdrehung eine größere West-Ostgeschwindigkeit inne als der Luft weiter im Norden, weil sie wegen des größeren Abstandes von der Erdachse in den 24 Stunden einer Erdumdrehung einen größeren Kreis beschreiben muß als die Luft in nördlicheren Breiten. Diese größere West-Ostgeschwindigkeit bringt sie nun bei

dem angenommenen Abfließen nach Norden mit und eilt infolgedessen einem Punkt, der anfänglich genau nördlich von ihr lag, nach Osten voraus. Je weiter sie nach Norden kommt, um so größer wird das Vorauseilen, und so wird aus einem anfänglichen Südwind allmählich ein Südwest-, Westwind usw. Ein anfänglicher Nordwind bringt die Luft in südlichere Breiten, und diese Luft muß wegen der ihr innewohnenden geringeren West-Ostgeschwindigkeit zurückbleiben, aus dem Nordwind muß ein Nordost-, Ostwind usw. werden. In beiden Fällen wird also der Wind aus seiner ursprünglichen Richtung nach rechts abgelenkt. Dies gilt auch für jede andere Richtung, sofern es sich um die Nordhalbkugel handelt. Auf der Südhalbkugel wird, wie man sich entsprechend klar machen kann, der Wind nach links abgelenkt. Stellt man sich (auf der Nordhalbkugel) mit dem Wind im Rücken auf, so hat man demzufolge den tiefen Druck nicht geradenwegs voraus, sondern infolge der Rechtsablenkung der Luftströmung liegt der tiefe Druck linker Hand und der hohe Druck rechts. Daraus folgt, daß die Luft auf der Nordhalbkugel ein Hochdruckgebiet stets rechts herum, ein Tiefdruckgebiet links herum umkreisen muß. Dieses für die Wetterkunde grundlegende Gesetz wurde 1860 von Buys-Ballot gefunden und ist seitdem als barisches Windgesetz bekannt.

Es ist immer so, daß auf beiden Erdhalbkugeln das Tief im Sinne der Erdumdrehung umströmt wird, wie man am einfachsten erkennt, wenn man ein Tiefdruckgebiet am Nordpol bzw. Südpol annimmt. Drehte sich die Erde in entgegengesetztem Sinne, so würden auch die Luftdruckgebilde in umgekehrtem Sinne umströmt.

6. Die Temperatur

Neben Wind und Luftdruck ist die Temperatur ein sehr wichtiges meteorologisches Element. Bei der Temperaturbestimmung macht man von dem Umstand Gebrauch, daß sich die Körper bei steigender Temperatur ausdehnen, bei abnehmender aber zusammenziehen. Die ersten Thermometer wurden im 17. Jahrhundert gebaut. Das Standardgerät für die Temperaturbestimmung ist das Quecksilberthermometer. Die Thermometerskala ist willkürlich. Bei wissenschaftlichen Untersuchungen und in vielen Ländern durch Gesetz ist die von dem Schweden Celsius eingeführte Skala im Gebrauch. Bei dieser Skala ist der Abstand zwischen den Thermometerständen in siedendem Wasser und schmelzendem Eis (bei 760 mm Luftdruck) in 100 Teile geteilt. Die früher in Deutschland gebräuchlichste Skala war die des Franzosen Réaumur, der diesen Abstand in 80 Teile eingeteilt hatte. In den angelsächsischen Ländern ist noch heute die Fahrenheit-Skala in Benutzung. Sie trägt bei 0 Grad Celsius die Bezeichnung +32 und beim Siedepunkt die Angabe +212; der Abstand zwischen Gefrier- und Siedepunkt des Wassers ist also in 180 Teile geteilt. Zählt man von einer Fahrenheit-Temperatur 32 ab und nimmt dieses Ergebnis mit 5/9 mal, so erhält man die entsprechenden Celsiusgrade. So ist beispielsweise 50 Grad Fahrenheit = 10 Grad Celsius. Fahrenheit war ein deutscher Gelehrter aus Danzig, der glaubte, daß der Nullpunkt seiner Skala (bei -18 Grad Celsius) die tiefste überhaupt erreichbare Temperatur darstelle. Beachtet man die Nationalität der vorgenannten Forscher und die Länder, in denen die von ihnen vorgeschlagenen Temperaturskalen zur Verwendung kamen, so ist das Ganze eine nette Illustration zu dem Sprichwort: Ein Prophet gilt nichts in seinem Vaterlande.

Bei der Temperaturmessung ist unter allen Umständen darauf zu achten, daß das Thermometer vor unmittelbarer Strahlung geschützt ist. Es darf also ein Thermometer zur Bestimmung der Lufttemperatur nicht im Sonnenschein angebracht werden, sondern man muß die Temperatur im Schatten bestimmen, am besten in einigem Abstand von der Nordwand eines Gebäudes oder noch besser in einer kleinen, vom Wind gut durchlüfteten Thermometerhütte. Zur genauen Temperaturbestimmung ist außerdem Voraussetzung, daß nur geprüfte Thermometer verwendet und diese außerdem dauernd unter Kontrolle gehalten werden, da sich gelegentlich Alterserscheinungen bei den Thermometern zeigen. Neben dem einfachen Quecksilberthermometer werden im Wetterdienst noch Extremthermometer verwendet. Zur Ablesung der Höchsttemperatur des Tages dient das Maximumthermometer, das nichts anderes ist als ein

großes Fieberthermometer, allerdings mit einem Meßbereich von -25 bis +50 Grad Celsius. Es wird - meist am Abend vorher - durch Herunterschlagen des Quecksilberfadens eingestellt und am anderen Abend die Höchsttemperatur der vergangenen 24 Stunden abgelesen. Die Tiefsttemperatur wird mit einem Minimumthermometer festgestellt. In der alkoholischen Flüssigkeit des waagerecht liegenden Thermometers schwimmt ein Glasstäbchen, das bei sinkender Temperatur von der Flüssigkeit zwar mit zurückgenommen wird, bei steigender Temperatur aber liegen bleibt, so daß aus der Lage dieses Stäbchens die jeweilige Tiefsttemperatur hervorgeht. Zur fortlaufenden Registrierung der Temperatur werden Thermographen verwendet, bei denen - genau wie bei den aus Metall bestehenden Zimmerthermometern - die Formänderung eines Metalls infolge Erwärmung oder Abkühlung die Temperaturanzeige übernimmt, die durch ein Hebelwerk vergrößert auf eine Uhrtrommel zur Aufzeichnung gelangt.

Die Frage nach den an der Erdoberfläche möglichen absoluten Temperaturextremen läßt sich dahin beantworten, daß in äquatorialen Gegenden unmittelbar dicht über Wüstensand Temperaturen von +70 Grad Celsius auftreten können, während die bisher beobachtete tiefste Temperatur mit -78 Grad Celsius in Ostsibirien (Kältepol) gemessen wurde. In Deutschland liegen die bisherigen absoluten Höchsttemperaturen zwischen +39 bis +40 Grad Celsius (Süd- und Mitteldeutschland), die tiefste Temperatur bei -39 Grad Celsius (Oberschlesien).

7. Die Luftfeuchtigkeit

In engstem Zusammenhang mit der Temperatur steht der Wasserdampfgehalt der Luft. Seine Bestimmung wird auch meist mit Hilfe von Thermometern vorgenommen. Man braucht dazu 2 Thermometer. Von diesen dient das eine lediglich zur Bestimmung der Lufttemperatur, das andere ist ein sogenanntes feuchtes Thermometer, dessen Quecksilberkugel mit einer einfachen Lage Mull umgeben ist, die vor der Messung befeuchtet wird. An diesem feuchten Thermometer verdunstet nun das Wasser, besonders dann, wenn man dafür Sorge trägt, daß das Thermometer gut belüftet ist. Zur Verdunstung wird aber Wärme gebraucht, die dem feuchten Thermometer und der es unmittelbar umgebenden Luft entzogen wird. Die Folge ist, daß das feuchte Thermometer im allgemeinen tiefere Werte anzeigt als das gewöhnliche, trockene Thermometer, um so tiefere, je stärker das Wasser verdunstet, d.h. je trockener die Luft selbst ist. Wenn es sich dagegen um Nebelluft handelt, kann kein Wasser an dem feuchten Thermometer verdunsten, da ja die Luft schon mit Feuchtigkeit gesättigt ist, und die beiden Thermometer, das trockene und das feuchte, zeigen dann den gleichen Stand. Aus den beiden Thermometerablesungen kann man deshalb jeweils auf die Luftfeuchtigkeit schließen. Meist wird diese als sogenannte Relative Feuchtigkeit angegeben. Das ist praktisch das in Prozenten ausgedrückte Verhältnis der in der Luft wirklich vorhandenen Wasserdampfmenge zu der bei der betreffenden Temperatur höchstmöglichen Wasserdampfmenge. Die Wassermengen in Gramm ausgedrückt, die als unsichtbarer Wasserdampf in einem Kubikmeter Luft höchstens enthalten sein können, sind bei den verschiedenen Temperaturen:

-20 Grad	-10 Grad	0 Grad	+10 Grad	+20 Grad	+30 Grad
1,04	2,3	4,9	9,4	17,2	22,8 gr. pro cbm Luft.

In der Wolkenluft, wo also die Luft nicht nur mit Wasserdampf gesättigt ist, sondern die auch noch flüssiges Wasser in Form der Wolkentröpfchen enthält, sind diese Mengen natürlich noch etwas größer. Wenn bei einer Lufttemperatur von +10 Grad die relative Feuchtigkeit 50% beträgt, so sind in einem Kubikmeter dieser Luft also 1/2 mal 9,4 = 4,7 Gramm Wasser als unsichtbarer Wasserdampf enthalten.

Die relative Feuchtigkeit kann entsprechend ihrer Festsetzung nur zwischen 0 und 100% schwanken. Bei uns liegt sie im Jahresmittel zwischen 80 und 85%. Auch in Extremfällen werden 10% Feuchtigkeit nur sehr selten unterschritten.

Die relative Feuchtigkeit, die nach dem oben beschriebenen Thermometerverfahren zwar sehr genau, aber doch nur mit Hilfe von Rechentafeln bestimmt werden kann, wird von dem bekannten Haarhygrometer unmittelbar angezeigt. Dieses Gerät

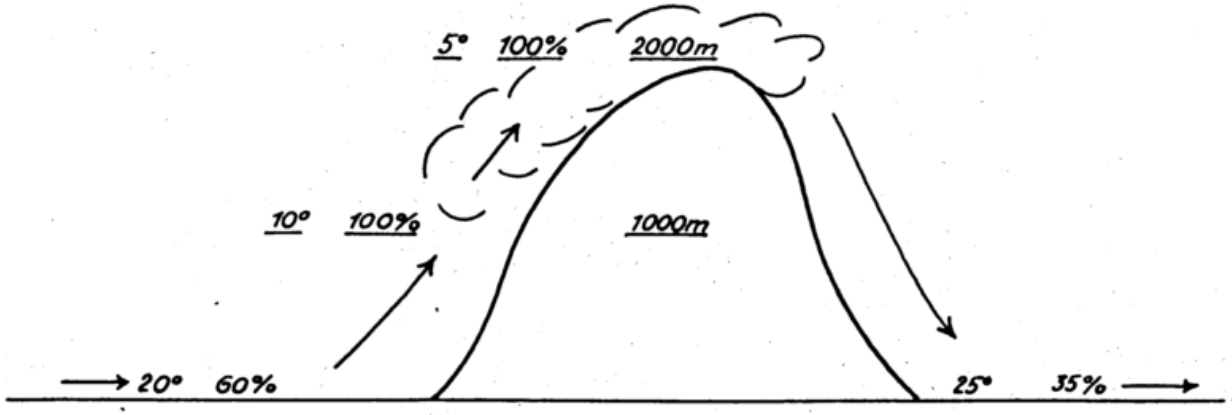
wurde 1783 zuerst konstruiert. Es besitzt als Hauptbestandteil ein entfettetes Haar, das die Eigenschaft hat, sich in feuchter Luft zu verlängern, in trockener zu verkürzen (umgekehrt wie etwa bei einem Hanfseil). Besonders gut eignen sich hierfür blonde Frauenhaare. Auch bei den Geräten, die die Feuchtigkeit fortlaufend aufschreiben, werden Haare als Feuchtigkeitsgeber verwendet, ebenso bei den Radiosonden, die zur Erforschung der hohen Atmosphärenschichten dienen. Ein Haarhygrometer, bei dem das Haar unter freiem Luftzutritt steht und das öfters etwa mit der Thermometermethode kontrolliert wird, liefert eine recht genaue Angabe der gerade herrschenden Luftfeuchtigkeit.

Die relative Feuchtigkeit zeigt einen täglichen Gang, da mittags infolge der Temperaturzunahme die relative Feuchtigkeit geringer ist als abends und morgens. Zeigt das Haarhygrometer eine von diesem Gange abweichende Feuchtigkeitsänderung an, wie wir selbst sie bei unserer weitgehenden Unempfindlichkeit gegen solche Änderungen vielleicht gar nicht wahrnehmen, so kann dies auf eine Wetteränderung hindeuten. Hierdurch hat das Haarhygrometer einen gewissen Ruf als Wetterprophet erworben. Es wird erzählt, daß ein Schäfer allein durch das Anfühlen der Rückenwolle seiner Schafe gelegentlich recht zutreffende Wettervorhersagen gemacht hat. In diesem Zusammenhang ist auch interessant, daß vielleicht die erste Luftfeuchtigkeitsbestimmung überhaupt (15. Jahrhundert) dadurch ausgeführt wurde, daß ein trockener Wolleballen, dessen Gewicht vorher bestimmt worden war, der feuchten Luft ausgesetzt und dann wieder gewogen wurde, woraus sich die Luftfeuchtigkeit errechnen ließ. Auch andere organische Substanzen sind feuchtigkeitsempfindlich. Bei dem bekannten Wetterhäuschen sorgt beispielsweise die Feuchtigkeitseinwirkung auf eine gedrehte Darmseite, daß bei hoher Feuchtigkeit der Luft das Regenmännchen, bei trockener Luft das Frauchen aus dem Häuschen heraustritt. Auch hier handelt es sich nur um die Anzeige bereits vorhandener Feuchtigkeitsverhältnisse. Ein Wetterprophet ist auch dieses Wetterhäuschen nicht, vor allem dann nicht, wenn es - wie man gelegentlich sieht - in der guten Stube an der Wand hängt.

8. Der Föhn

In vorstehendem haben wir gesehen, in welcher Weise die Feuchtigkeit mit der Lufttemperatur zusammenhängt. Die beiden anderen meteorologischen Elemente, Luftdruck und Wind, fanden wir bereits früher durch das Barische Windgesetz miteinander verbunden. Nunmehr wollen wir den Zusammenhang zwischen Luftdruck und Temperatur näher betrachten und dann das Zusammenspiel aller vier Elemente an Hand eines Beispiels erörtern. Preßt man Luft zusammen, bringt sie also unter einen höheren Druck, so erwärmt sie sich. Diese Erwärmung kann man beispielsweise beim Arbeiten mit einer Fahrradluftpumpe deutlich fühlen. Wenn sich umgekehrt die Luft entspannt, also unter niedrigeren Druck kommt, kühlt sie sich entsprechend ab. Da der Luftdruck, wie schon früher erörtert, mit der Höhe stets abnimmt, muß eine Luftmenge, die aus irgendwelchen Gründen ihre Höhenlage ändert, auch ihre Temperatur ändern, und zwar muß die Luft beim Aufsteigen eine Abkühlung, beim Absinken eine Erwärmung erfahren. Wenn auch die Luftdruckabnahme von Fall zu Fall verschieden ist, so kann man die Erwärmung, die absteigende Luft bei 100 m Höhenänderung erfährt, praktisch mit 1 Grad Celsius annehmen. Umgekehrt kühlt sich aufsteigende Luft um 1 Grad pro 100 m Höhenerhebung ab. Sobald infolge dieser Abkühlung die relative Feuchtigkeit 100% erreicht, werden die Temperaturänderungen wesentlich anders. Dies wird jedoch zweckmäßig gleich an Hand des folgenden schematischen Beispiels erörtert. Dieses Beispiel zeigt zugleich die hauptsächlichsten Vorgänge des Wettergeschehens und ist neben dem Barischen Windgesetz grundlegend für ihr Verständnis.

Wir nehmen einmal an, die Luftdruckverteilung zeige hohen Luftdruck im Süden, tiefen Druck im Norden, so daß dem Barischen Windgesetz entsprechend auf unserer Nordhalbkugel in dem betrachteten Gebiet Westwind herrschen muß (Windrichtung in der Zeichnung von links nach rechts). Die von uns bestimmte Lufttemperatur in der Nähe der Erdoberfläche sei +20 Grad, die relative Feuchtigkeit ungefähr 60%. Quer



zur Windrichtung verlaufe ein 2000 m hoher Gebirgszug, den die Luft überströmen muß. Bei dem erzwungenen Aufsteigen kommt die Luft unter niedrigeren Druck und weist wegen der Temperaturabnahme von 1 Grad pro 100 m in 1000 m Höhe nur noch +10 Grad auf. Inzwischen hat sich infolge dieser Temperaturerniedrigung die relative Feuchtigkeit erhöht. Sie beträgt in dem hier durchgerechneten Falle dann etwa 100%. Bei dem Weitersteigen der Luft wird immer mehr Wasserdampf in flüssiges Wasser überführt, und bei diesem Vorgang wird Wärme frei, wie umgekehrt ja zur Verdampfung des Wassers Wärme erforderlich ist. Diese freiwerdende Wärme verhindert ein rasches Weitersinken der Temperatur. Durchschnittlich kann man bei gesättigt-feuchter Luft nur noch mit einer Temperaturabnahme von 1/2 Grad pro 100 m Höhenerhebung rechnen. Die Luft kommt dementsprechend als gesättigt-feuchte Luft mit 5 Grad auf dem Gipfel des Berges an. Da die Luft bei 5 Grad nicht so viel Wasser enthalten kann wie bei 10 Grad, ist inzwischen auf dieser Luvseite des Gebirges eine entsprechende Wassermenge als Niederschlag ausgefallen. Bei dem nun folgenden Sinken der Luft auf der Leeseite wird die Luft schnell wieder ungesättigt, so daß wir für die Gesamthöhenänderung von 2000 m beim Abstieg wieder mit 1 Grad Temperaturabnahme pro 100 m Höhe rechnen müssen. Die Luft kommt deshalb mit 25 Grad am Fuß des Gebirges auf der Leeseite an, um 5 Grad wärmer, als sie ursprünglich gewesen ist. Gleichzeitig ist Wasser als Niederschlag ausgefallen und die Luft infolgedessen relativ wesentlich trockener. Die vorstehend geschilderte Erscheinung ist unter dem Namen "Föhn" bekannt.

9. Die Temperaturabnahme mit der Höhe

Im allgemeinen nimmt, wie wir bereits erfahren haben, die Lufttemperatur mit der Höhe ab. Von wesentlicher Bedeutung für das gesamte Himmelsbild ist aber oft die Stärke der Temperaturabnahme nach oben. Nehmen wir einmal an, diese läge zwischen 1/2 und 1 Grad pro 100 m Höhenzuwachs. Aufsteigende ungesättigte Luft (relative Feuchtigkeit unter 100%), die sich um 1 pro 100 m abkühlt, wird also in höheren Schichten mit einer Temperatur ankommen, die unter der Temperatur der umgebenden Luft liegt, denn in der ruhenden Luft nimmt die Temperatur ja weniger als 1^{o} pro 100 m ab. Die aufgestiegene Luft ist also kälter und damit schwerer als die Luft ihrer Umgebung, und die Folge ist, daß sie wieder herabsinkt, und zwar bis zu ihrer Ausgangslage. Sänke sie weiter, so wäre sie wärmer, also leichter als die Luft ihrer Umgebung und müßte wieder aufsteigen. Die angenommene Temperaturabnahme der ruhenden Luft von 1/2 - 1^{o} pro 100 m setzt also Senkrechtbewegungen ungesättigter Luft einen Widerstand entgegen.

Anders werden die Verhältnisse, wenn wir in derselben ruhenden Luft jetzt aufsteigende gesättigte Luft (relative Feuchtigkeit 100%) betrachten. Diese kühlt sich beim Aufsteigen nur um $1/2^{o}$ pro 100 m ab, ist also nach dem Aufsteigen wärmer und

damit leichter als die Luft der neuen Umgebung - und sie steigt weiter auf. Bei der angenommenen Temperaturabnahme der ruhenden Luft von 1/2 - 1° pro 100 m werden also Senkrechtbewegungen gesättigter Luft begünstigt.

Ein kleiner Anstoß genügt - ein solcher ist in der ruhelosen Atmosphäre stets vorhanden -, und ein Luftquantum steigt selbständig nach oben. In Anlehnung an den normalen Sprachgebrauch spricht man von "labil"; im umgekehrten Falle, wo ein Luftquantum von selbst wieder in seine Ausgangslage zurückkehrt, von "stabil". Wir können also aussprechen: In bezug auf ungesättigte Luft ist eine Temperaturabnahme von 1/2 - 1° pro 100 m als stabile Schichtung, in bezug auf gesättigte Luft als labile Schichtung zu betrachten. Weiter können wir folgern: Eine Temperaturabnahme von weniger als 1/2° pro 100 m bedeutet sowohl für ungesättigte als auch gesättigte Luft stabile Schichtung, eine solche von mehr als 1° pro 100 m - die aber in der Atmosphäre über größere Höhenerstreckungen und längere Zeitdauer nicht vorkommt - bedeutet sowohl für ungesättigte als auch gesättigte Luft labile Schichtung.

Dem Himmelsbild sieht man meist an, ob die Schichtung stabil oder labil ist. Bei stabiler Schichtung, bei der die Senkrechtbewegungen der Luft also behindert werden, sind die Wolken hauptsächlich in der waagerechten Richtung ausgeprägt, oft überdeckt eine einförmige, konturlose Wolkendecke den Himmel, etwaiger Regen fällt anhaltend gleichförmig. Bei labiler Schichtung allerdings zeigen die Wolken einen hochaufgetürmten Aufbau, oft an Blumenkohl oder mächtige Gebirge erinnernd. Zwischen ihnen ist der blaue Himmel sichtbar als Ausdruck der Tatsache, daß die in den aufgetürmten Wolken aufsteigende Luft in der Umgebung wieder herabsinkt. Etwaiger Regen fällt in Form von Schauern, bisweilen treten Gewitter auf als Ausdruck stärkster Labilität.

Labile und stabile Schichtung können rasch wechseln. Labilisierung tritt nach dem Gesagten ein, wenn entweder in den höheren Schichten Kaltluft herangeführt wird oder in den unteren Schichten Warmluft - oder natürlich, wenn beides der Fall ist. Bekannt ist, daß Schauer am häufigsten nachmittags auftreten, wenn durch die Sonnenstrahlung der Boden und damit die unteren Luftschichten stark erwärmt werden. Stabilisierung tritt naturgemäß in den entgegengesetzten Fällen ein. Die Beachtung dieser beiden fundamentalen Begriffe macht die tägliche Beobachtung der Himmelsbilder zu einer reizvollen und lehrreichen Beschäftigung.

10. Das Wetter im Hoch

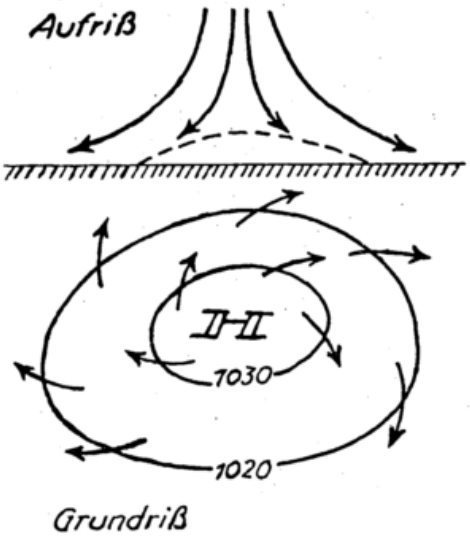
Die Wettervorgänge, wie sie sich bei dem Strömen der Luft über ein Gebirge einstellen, finden wir unabhängig von solchen festen Strömungshindernissen auch in der freien Atmosphäre. Mit Hilfe der bei dem Föhnbeispiel erörterten Gesetzmäßigkeiten in dem Verhalten der Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit können wir uns Rechenschaft geben über die gegensätzlichen Wetterverhältnisse eines Hochdruckgebietes und eines Tiefdruckgebietes.

Wir hatten schon früher bemerkt, daß die Luft nicht unmittelbar vom Hoch zum Tief strömt, sondern - infolge der ablenkenden Kraft der Erdumdrehung - in Richtung der Isobaren. In den unteren Luftschichten (etwa bis 500 - 1000 m Höhe), wo infolge der mannigfachen Reibungseinflüsse vom Erdboden her die Luft in ihrer Geschwindigkeit gebremst wird, ist natürlich auch diese ablenkende Kraft der Erdumdrehung geringer, so daß in dieser Reibungsschicht der Wind, der sogenannte Bodenwind, nicht bis in die Isobarenrichtung abgelenkt wird, sondern einen merklichen Winkel zu dieser Richtung bildet. In dem nachstehenden Grundriß sind in dem Hoch die Richtungen der Bodenwinde durch Pfeile angedeutet. Man sieht, daß die Bodenwinde die Luft aus den unteren Schichten des Hochs allseitig wegführen. Für diese abfließende Luft muß nun Ersatz geschaffen werden, und dieser Nachschub kann ersichtlich nur aus den höheren Luftschichten kommen. In der Aufrißzeichnung ist diese Vertikalbewegung der Luft durch die von oben nach unten führenden Strömungspfeile zum Ausdruck gebracht. Absinkende Luftbewegung führt aber, wie wir wissen, zu einer Temperatursteigerung und einer starken Abnahme der relativen Feuchtigkeit, d.h. zur Wolkenauflösung. Damit ist erklärt, warum in einem Hoch wolkenloses, warmes Wetter herrschen muß.

Die Wetterlage scheint allerdings dem manchmal zu widersprechen. Trotz hohen Druckes haben wir gelegentlich neblig-bedecktes Wetter bei verhältnismäßig niedrigen Temperaturen. Den Schlüssel für das Verständnis dieses merkwürdigen Befundes liefern uns die aerologischen Messungen. Am 6.3.48 lagen beispielsweise solche - besonders extreme - Verhältnisse vor:

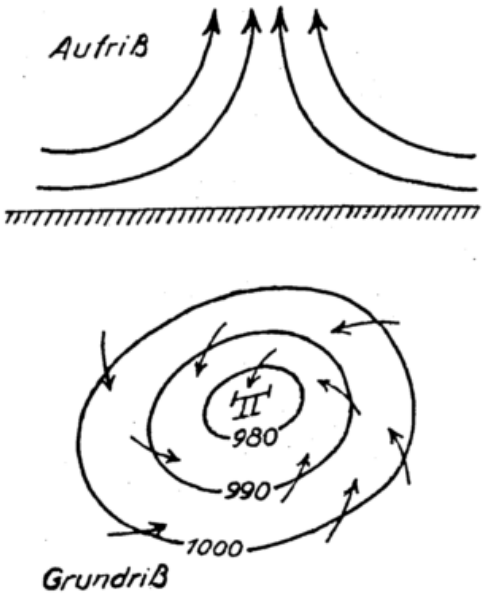
Höhe:	Boden	200 m	500 m	800 m	2300 m	2600 m	3200 m	5300 m
Temperatur:	-3	-4	+11	+13	+5	+5	+1	-18 Grad
Feuchtigkeit:	92%	85%	60%	43%	30%	30%	30%	26%

Man sieht, daß das kalte, nebelfeuchte Wetter auf die untere 200 m dicke Luftschicht beschränkt ist. Darüber haben wir bei rasch abnehmender Feuchte einen kräftigen Temperaturanstieg mit der Höhe, der in 800 m +13 Grad erreicht. Da die Temperatur sonst mit der Höhe abnimmt, bezeichnet man eine solche Höhentemperaturverteilung als Temperaturumkehr oder Inversion. Eine kleine Inversion befindet sich noch bei 2 600 m-Höhe; von da an nimmt aber die Temperatur zunächst langsam, dann schneller ab. Die Abnahme erreicht schließlich den Wert von 0, 9 Grad pro 100 m. Das wolkenlose, trockene und warme Hochdruckwetter hat sich also in diesem Falle nicht bis zum Erdboden durchgesetzt, sondern befindet sich erst oberhalb 200 m. Diese Erscheinung ist in der kalten Jahreszeit öfters zu beobachten. Sie hat im Gebirge zu der Regel geführt: Steigt man im Winter um einen Stock, kann man ausziehen einen Rock. Die windschwache Bodenkaltluftschicht verdankt der im Winterhalbjahr recht wirksamen Ausstrahlung ihre Entstehung und führt, sobald die Bodenluft von sich aus schon feucht ist, zu verbreiteten Nebeln und Hochnebeln, die tagsüber im Gegensatz zum Sommer von der Sonne nicht aufgelöst werden können. In der Aufrißzeichnung soll die gestrichelte Linie die Obergrenze einer solchen, möglichen Kaltluftschicht bedeuten. Die absteigende Luftbewegung im Hoch ist dann erst oberhalb dieser Linie wirksam, während die Bodenkaltluft wie eine dünne Haut ohne Bewegung am Erdboden klebt.

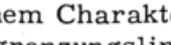
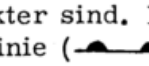


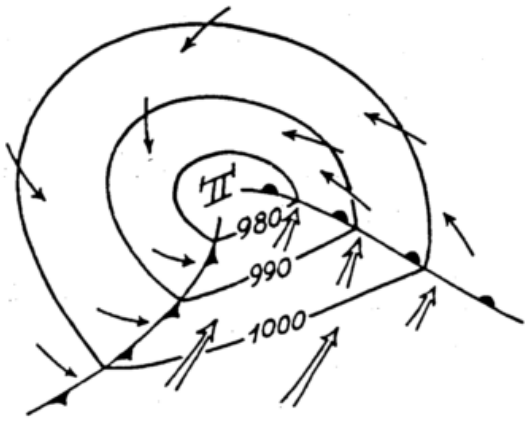
11. Das Wetter im Tief

Die Bodenreibung, die beim Hochdruckgebiet das Abströmen der Luft aus den unteren Schichten des Hochs verursacht, ist natürlich auch bei der Strömung um ein Tief wirksam. Auch hier dreht der Wind der unteren Schichten nicht ganz in die Isobarenrichtung, sondern bildet mit dieser jeweils einen Winkel, so wie das der nebenstehende Grundriß zeigt. Nach dem Inneren des Tiefs erfolgt ersichtlich ein Zusammenströmen der Luft, was zwangsläufig zum Aufsteigen der Luft in die Höhe über diesen inneren Teilen des Tiefs führen muß. Das Aufsteigen der Luft (siehe Aufriß) bringt aber bekanntlich infolge der dabei einsetzen-



den Abkühlung der Luft Wolkenbildung und schließlich Niederschlag mit sich. Aus dieser Betrachtung wird deutlich, daß das Tief grundsätzlich der Träger von schlechtem Wetter sein muß. Man spricht demgemäß auch oft von Tiefdruckwetter.

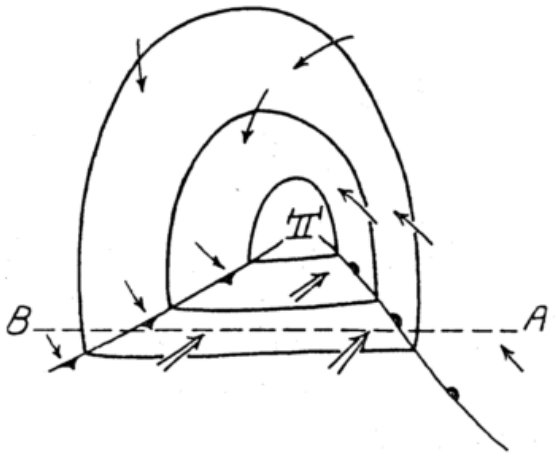
Bei der Darstellung der Hochdruckwetterverhältnisse sahen wir bereits, daß gelegentlich wesentliche Abänderungen von dem grundsätzlichen Schema vorkommen können. Bei dem Tief ist das noch in weit stärkerem Ausmaß der Fall. Nach dem Schema müßte sich das Schlechtwetter auf die inneren Teile des Tiefs beschränken; in Wirklichkeit findet man aber darüber hinaus meist mehrere Streifen schlechten Wetters, die sich von Zentrum des Tiefs radial nach außen hinziehen. Das hängt damit zusammen, daß die einem Tief zuströmende Luft nicht einheitlich ist. Sie setzt sich aus Luftmassen zusammen, die sehr verschiedenen Ursprungs sind und die deshalb sehr verschiedene Eigenschaften, insbesondere verschiedene Wärmeinhalte aufweisen. Wir wollen einmal den einfachsten Fall annehmen, daß es sich dabei um zwei wesentlich voneinander verschiedene Luftmassen handelt - warme Luft aus südlichen Breiten und aus dem Norden strömende kältere Luft. In der nebenstehenden schematischen Wetterkarte sind die Südwestwinde als Windpfeile in der Warmluft doppelt, die Windpfeile in der Kaltluft einfach gezeichnet. Es ergibt sich ein zungenförmiges Hineinragen der Warmluft in das Tief, wobei die beiden Begrenzungslinien der Zunge von wesentlich verschiedenem Charakter sind. Bei der rechten Begrenzungslinie () dringt die Warmluft ersichtlich gegen die Kaltluft vor; deshalb wird diese Linie als Warmfront bezeichnet. Auf der linken Begrenzungslinie ist in bezug auf diese Linie () die Kaltluft im Vordringen; entsprechend heißt diese Begrenzung Kaltfront. Wenn aber zwei verschiedene Luftmassen gegeneinander geführt werden, wie das offensichtlich in den beiden genannten Fronten erfolgt, so muß eine davon, und zwar die leichtere, in die Höhe ausweichen bzw. dorthin gedrängt werden. Bei gleichem Druck ist aber bekanntlich die wärmere Luft leichter als die kältere. Die warme Luft muß also aufsteigen. Es ist dies nicht ein einfaches senkrechtes Aufsteigen, sondern - wie die aerologischen Untersuchungen gezeigt haben - gleitet die Warmluft an der Kaltluft hinauf, so daß die obere Begrenzung der Kaltluft mit der Erdoberfläche einen im allgemeinen flachen Keil bildet (Steigung durchschnittlich 1 : 100). Wie spitz dieser Keil im Einzelfall wird, hängt insbesondere von den Strömungsverhältnissen der beiden Luftmassen ab.

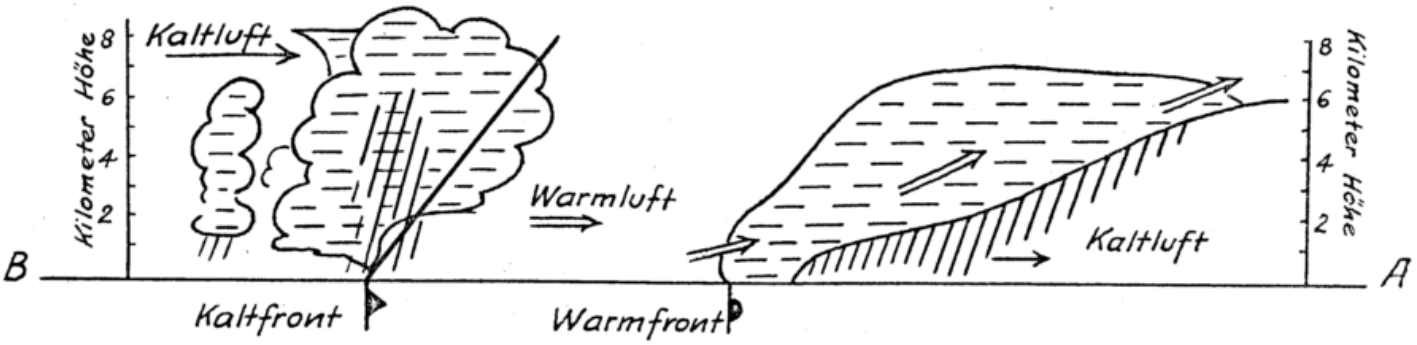


12. Der Aufbau der Wetterfronten

Denkt man sich längs der Linien A - B in der nachstehenden Wetterkarte einen Vertikalschnitt ausgeführt, so sieht dieser Aufriß entsprechend den aerologischen Beobachtungen etwa so aus, wie die nachstehende Figur schematisch zeigt. Die Obergrenze der auf der Ostseite des Tiefs befindlichen Kaltluft hat eine Neigung von etwa 1 : 100 nach Westen, fällt also nach Westen zu viel langsamer ab, als die der besseren Deutlichkeit halber sehr stark überhöhte Zeichnung erkennen läßt. An dieser Kaltluftobergrenze schiebt sich die Warmluft in die Höhe, da sie eine größere Geschwindigkeit nach Osten besitzt als die Kaltluft, die keine - oder - wie in der Zeichnung angenommen - nur eine geringe - West-Ostgeschwindigkeit aufweist. (Beachte die verschiedene Länge der Pfeile; in der Warmluft sind diese doppelt, in der Kaltluft einfach gezeichnet.) Bei dem Aufgleiten der Warmluft tritt - wie wir wissen - Abkühlung und damit Wolkenbildung und schließlich Niederschlag ein. Insgesamt weist die Luft dabei eine stabile Schichtung auf. In der Zeichnung sind die Räume, die mit

Wolken erfüllt sind, waagerecht schraffiert, der Niederschlag ist durch senkrechte Schraffur gekennzeichnet. Schreiten wir von A in Richtung nach B fort, so ergibt sich folgendes für das Aufgleiten einer Warmluft typische Bild: Zunächst beobachten wir in großer Höhe feine, weiße Federwolken, die aber an Menge schnell zunehmen und die sich schließlich zu einem weißen Schleier verdichten, durch den die Sonne - gelegentlich mit einem farbigen Ring umgeben - noch durchscheint. Diese Wolkenschicht wird aber bald von einer dichteren und dunkleren geschlossenen

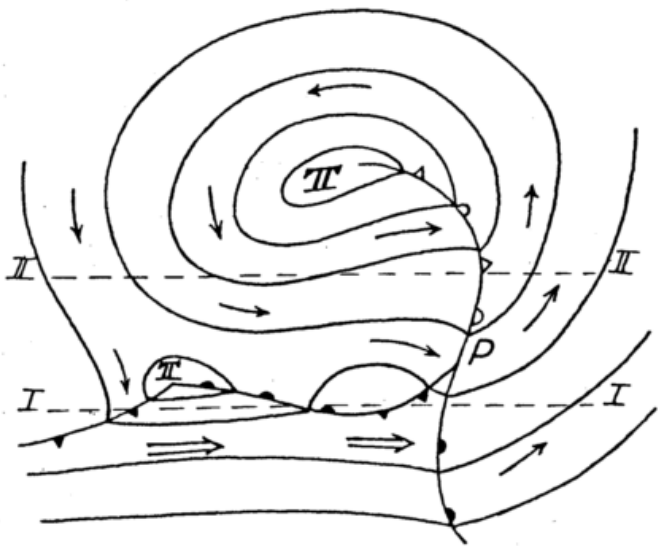




Schichtwolke abgelöst, unter der in zunehmendem Maß auch noch tiefere Wolkenbänke zu sehen sind. Diese letzteren rühren bereits von Niederschlag her, der aus der hohen Schichtwolke stammt, vor Erreichen des Bodens aber noch verdampfte. Bei der weiteren Annäherung der Warmfront wird die Wolkenschicht immer dichter und niedriger, und es fällt schließlich verbreitet Niederschlag, der sogenannte Landregen. Haben wir die eigentliche Warmfront erreicht, d.h. tritt am Boden selbst Erwärmung ein, so geht der Landregen gelegentlich in feines Nieseln über, besonders dann, wenn in der Front die Wolken am Boden aufliegen, also Nebel beobachtet wird. Hat sich die Warmluft ganz durchgesetzt, so ist nur geringe Bewölkung vorhanden, tagsüber leichte Haufenwolkenbildung. Diese verschwindet aber, sobald in hohen und mittelhohen Schichten die sogenannten Schäfchenwolken auftreten, die das Herannahen der Kaltluft anzeigen. Wegen der größeren Windgeschwindigkeit kommt über einem festen Ort die Kaltluft in der Höhe früher an als am Boden; dies bedeutet nach dem unter Abschnitt 9 Gesagten Labilisierung, und zwar längs der gesamten Frontlinie. Das Aufsteigen der Luft im Frontbereich wird begünstigt durch ein Zusammenströmen der Luft in den unteren Schichten, wie er durch den bereits besprochenen Knick in den Isobaren zum Ausdruck kommt. Wird im Kaltluftbereich die Schichtung besonders stark labil, kommt es zu den bekannten Kaltfrontgewittern, zu Graupel- und Hagelschauern. Hinter der Front, also im Bereiche der Kaltluft, tritt meist Aufheiterung ein.

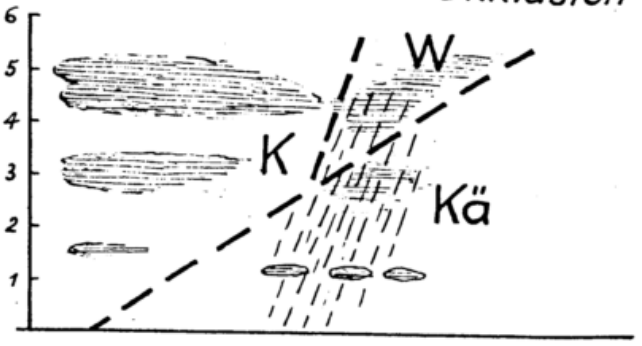
Der vorstehend besprochene Vertikalschnitt gehört zu einem Tief mit einem verhältnismäßig breiten Warmluftsektor. Die Tiefdruckgebiete, die bei uns wetterwirksam werden, haben aber meist das Aussehen und den Aufbau, wie er nachstehend skizziert ist. Wiederum sind in der Kaltluft die Strömungspfeile einfach, in der Warmluft doppelt gezeichnet. Ein Vertikalschnitt I-I führt in diesem Fall gleich durch 2 Warmluftsektoren, und zwar den des Haupttiefs und denjenigen des Randtiefs links. Während der Warmluftsektor des Randtiefs noch verhältnismäßig breit ist, zeigt der des Haupttiefs eine starke Einengung. Ein Vertikalschnitt II-II läßt den Warmluftsektor

des Haupttiefs am Boden überhaupt nicht mehr erkennen. Das Verdrängen der Warmluft vom Boden ist offenbar verursacht durch die schneller von Westen hinter ihr nachdringende Kaltluft. Den Vorgang des Abhebens der Warmluft vom Erdboden bezeichnet man mit dem Fremdwort "Okklusion". Entsprechend entsteht in der Wetterkarte, wenn die Kaltfront die Warmfront eingeholt hat, die Okklusionsfront. Sie wird mit dem Symbol  bezeichnet. In der Okklusionsfront haben sich die Wolken- und Niederschlagssysteme der beiden ursprünglich getrennten Kalt- und Warmfront zusammengeschlossen. Da aber neben der Warmluft zwei - unter Umständen recht verschiedene - Kaltluftmassen dabei beteiligt sind, muß man strenggenommen zwei Fälle unterscheiden. Diese sind in den Aufrißzeichnungen schematisch dargestellt. Die Warmluft ist dort mit W, die Kaltluft mit K und die jeweils kälteste Luft mit Kä bezeichnet. Bei der kalten Okklusion ist die einbrechende Kaltluft die kälteste und ruft dementsprechend auch einen merklichen Temperaturrückgang am Boden hervor; außerdem verraten die Bewölkungs- und Niederschlagsverhältnisse dieser Front einen stärkeren Schauercharakter (labil) als dieses bei der warmen Okklusion der Fall ist, wo im ganzen genommen das Aufgleiten und damit die Schichtbewölkung und gleichmäßiger Niederschlag überwiegen (stabil). (Auf unseren veröffentlichten Wetterkarten werden diese beiden Okklusionsarten nicht unterschieden.) Das Anheben der Warmluft im Bereich einer Okklusion vollzieht sich ziemlich rasch. Drei getrennte Luftmassen kann man daher nur im Anfangsstadium der Okklusion nachweisen: Bereits nach 1 bis 2 Tagen ist die Warmluft in Höhen emporgehoben, wo sie wetterwirksam ist, und außerdem wird sie dort bald völlig verwirbelt, so daß man sie gar nicht mehr nachweisen kann. Eine Okklusion wandelt sich daher meist bald in eine Kaltfront um. Die Bezeichnung als Okklusionsfront behält man in der Wetterkarte aber oft bei, um die Entstehungsgeschichte der Front zu berücksichtigen.





Kalte Okklusion



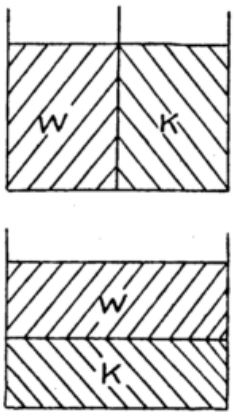
Warme Okklusion

Die Wetterwirksamkeit der Fronten ist im Einzelfall sehr unterschiedlich. Es kommt beispielsweise häufig vor, daß Fronten gar keinen oder nur stellenweise Niederschlag liefern, während bei anderer Gelegenheit Starkregen beobachtet werden,

die an demselben Ort binnen 24 Stunden eine Ergiebigkeit von gleich mehreren durchschnittlichen Monatsniederschlägen aufweisen. Diese unterschiedliche Niederschlagstätigkeit in den Fronten hängt nicht nur von den Temperatur- und Feuchtigkeitsgegensätzen der in der Front zusammengeführten Luftmassen ab. Es ist klar, daß eine langsam ziehende oder gar festliegende Front an einem bestimmten Ort eine größere Niederschlagsmenge liefern kann als eine schnell bewegte Front. Für die letztere gilt die bekannte Regel, daß der Wind den Regen vertreibt. Aber auch die Jahreszeiten sind für die Ausbildung der Fronten von großer Bedeutung. Im Sommer sind beispielsweise die Kaltfronten bei uns viel stärker wirksam als die Warmfronten, da dann die Einstrahlung über dem Festland einen scharfen Temperaturgegensatz gegenüber der über dem Wasser sich nur langsam erwärmenden Westluft hervorruft. Ausserdem bewirkt die sommerliche Bodenerwärmung eine stärkere Labilität. Umgekehrt bewirkt im Winter die größere Ausstrahlung über dem Kontinent, daß die milde, von Westen herankommende Meeresluft eine stark ausgeprägte Warmfront gegenüber der festländischen Kaltluft bildet. Die jahreszeitlichen Temperaturgegensätze zwischen Festland und Meer führen gelegentlich sogar zu scheinbaren Widersprüchen zwischen Wetterkarte und Wettervorhersage. Im Sommer kann nämlich die Warmfront eines atlantischen Tiefs beim Übertritt auf das Festland in den untersten Schichten, in denen sich unser Leben abspielt, eine Abkühlung bringen, wenn nämlich vor dem Bewölkungsaufzug der Warmfront - also in der davor liegenden Kaltluft - infolge starker Sonneneinstrahlung in diesen untersten Schichten eine Überhitzung eingetreten war. Ebenso häufig ist im Winter der Fall zu beobachten, daß der Warmluftsektor eines Tiefs über dem Festland infolge starker Ausstrahlung in den untersten Schichten nicht zur Geltung kommt und daß erst die nachfolgende Kaltfront infolge der Windzunahme die alte Kaltlufthaut wegräumt, was natürlich - wenigstens zunächst - mit einer Erwärmung verbunden sein kann.

13. Zur Entstehung des Tiefs

Wir sehen auf den Wetterkarten, daß die Hochdruckgebiete im allgemeinen eine größere Beharrung an Ort und Stelle zeigen als die meist schneller beweglichen Tiefs. Außerdem beobachten wir, daß in südlichen Breiten - oft in der Nähe der Azoren - ein Hoch vorhanden ist und daneben hoher Druck über Grönland oder über dem nördlichen Eismeer. Da in den Hochdruckgebieten wolkenarmes Wetter herrscht, also sowohl Sonneneinstrahlung wie andererseits aber auch die nächtliche Ausstrahlung recht wirksam werden, wird infolge der Bestrahlungsverhältnisse der Erdkugel im südlichen Hoch fortdauernd Warmluft erzeugt, während die Luft in dem nördlichen Hoch wesentlich kälter bleiben muß. Dieser Temperaturunterschied ist jedenfalls in den unteren 10 km Höhe wirksam. Da Kaltluft unter gleichem Druck schwerer ist als Warmluft, haben wir die ähnlichen Verhältnisse vorliegen, wie in dem folgenden Versuch: In einem - in der Mitte durch eine Trennwand geteilten - Gefäß denken wir uns etwa rechts eine schwere Flüssigkeit K und daneben links eine leichtere Flüssigkeit W (etwa Wasser und Öl). Entfernen wir nun die senkrechte Trennwand, so kann dieser Zustand offensichtlich nicht bestehen bleiben; es muß sich binnen kurzem die leichte Flüssigkeit über die schwere geschichtet haben, so wie das die zweite Figur zum Ausdruck bringt. Entsprechend kann auch das Nebeneinander des warmen Hochs und des kalten Hochs im allgemeinen kein Gleichgewichtszustand sein. Es muß eine Bewegung der Luftmassen gegeneinander einsetzen, derart, daß im Endzustand die Warmluft über die Kaltluft geschichtet ist - und diese Übereinanderschichtung erfolgt (wegen der Wirksamkeit der ablenkenden Kraft der Erdrotation) in dem zwischen den beiden Hochs gelegenen Tiefdruckgebiet, in Sonderheit längs der Fronten dieses Tiefs, wo die Warmluft jeweils in die Höhe geschafft wird. Die Tiefdrucktätigkeit muß solange anhalten, wie Temperaturunterschiede in horizontaler Richtung vorhanden sind; erst nach Ausgleichung dieser Temperaturgegensätze ist die Aufgabe des Tiefs beendet, und es verfällt der Auffüllung.



Welche Wettererscheinungen erleben wir beim Vorüberzug eines Tiefdruckgebietes?

(Wetterlage vom 11. - 13. November 1947)

In der "Kleinen Wetterkunde" sind die Erscheinungen und physikalischen Zusammenhänge des Wetters in ihren Grundzügen erörtert und systematisch dargestellt worden. Nun sollen diese allgemeinen Erkenntnisse an dem Beispiel eines wirklichen Wetterablaufs beschrieben und lebendig gemacht werden. Dazu ist die Wetterentwicklung vom 11. bis 13. November 1947 gewählt worden, in welchen Tagen ein Sturmtief vom Atlantik her hart nördlich von Schleswig-Holstein vorüberzog. Wir wollen an unsere Untersuchungen möglichst vielseitig herangehen und für jeden Tag die Wetterkarte von 07 Uhr MEZ, den Himmelsanblick, die Registrierungen in der Klimahütte und die aerologischen Aufstiege zur Beschreibung heranziehen.

11. November 1947

Die Wetterkarte (siehe Anlg. 1) zeigt ein Hoch über Südwesteuropa, ein Tief über Westrußland und ein weiteres nordwestlich Irland. Mitteleuropa ist von der kühlen West- bis Nordwestströmung auf der Rückseite des westrussischen Tiefs überflutet; die Bodentemperaturen betragen 5 - 7 Grad. Vielfach kommt es in dieser Kaltluft zu Schauern (Symbol: $\dot{\nabla}$) als Ausdruck labiler Schichtung. Auf der Südseite des vor Irland erschienenen Tiefs dringt aber eine warme feuchte Südwestströmung ("maritime Warmluft" aus dem Azorenraum) gegen Mitteleuropa heran, mit Temperaturen von etwa 14 Grad. Diese wärmere (leichtere!) Luft gleitet an der vorgelagerten kälteren Luft auf. Dadurch entsteht vor der Warmfront "W" ein Regengebiet (in der Karte schraffiert), welches mit der Warmluftströmung ostwärts vordringt.

Diese Schlechtwetterentwicklung wird auch angekündigt durch den Himmelsanblick: das Wolkenbild und seine Veränderungen. Am Morgen des 11. November beobachten wir über Schleswig-Holstein aufgebrochene Bewölkung, vorwiegend starke Quellwolkenformen, aus denen stellenweise Schauer fallen. Aber schon am Vormittag ziehen Cirruswolken - die hohen, weißen, aus Eiskristallen bestehenden Federwolken - auf, verschleiern allmählich das Himmelsblau und verdichten sich zu einer grauen, mittelhohen Schichtwolke, aus der anfangs unregelmäßig, schließlich anhaltender Regen fällt.

Betrachten wir nun den Gang unserer Registrierinstrumente (siehe Anlg. 4): Seit dem Morgen beginnt der Luftdruck zu fallen, bei starker Höhenströmung und dichtem Cirrus-Aufzug ein untrügliches Schlechtwetterzeichen! Die Niederschlagsregistrierung läßt eine Reihe von Schauern erkennen, dazwischen niederschlagsfreie Zeiten (Treppenkurve); vom Nachmittag ab aber zeigt die Niederschlagskurve anhaltenden Regen wechselnder Stärke an. Die Temperaturregistrierung weist in den Mittagsstunden einen vorübergehenden Anstieg von 7 auf 9 Grad auf. Das ist aber nicht etwa schon die Warmfront, sondern eine tageszeitliche Erscheinung; denn in den Schauerpausen dringt ja noch schwacher gedämpfter Sonnenschein durch den hohen Wolkenaufzug. Für diesen tageszeitlichen Temperaturgang ist es auch charakteristisch, daß gleichzeitig die relative Feuchte die umgekehrte Schwankung ausführt.

Die Wetterveränderung, auf die uns Wetterkarte, Luftdruckgang und Himmelsanblick hinweisen, kündigt auch der Radiosondenaufstieg an: Im Vergleich zwischen dem 10. November 23 Uhr und dem 11. November 11 Uhr ist bis 4100 m Höhe die Temperatur wenig geändert, darüber jedoch Erwärmung um 8 - 12 Grad eingetreten. Wir können also dem Aufstieg entnehmen, daß die schräg geneigte Warmluftfläche in Husum in etwa 4100 m Höhe liegt (in unserem Vertikalschnitt auf Anlg. 1 um 07 Ihr entsprechend höher, nämlich bei 4500 m Höhe, gezeichnet). Die relative Feuchte ist in der Höhe gegenüber dem Vortag gestiegen, teils weil die anströmende Warmluft einen

höheren Feuchtegehalt hat, zum anderen Teil aber auch als eine Folge des Aufgleitens der Warmluft. In der "Kleinen Wetterkunde" wurde ausgeführt, daß sich Luft, welche aufsteigt, also unter tieferen Druck kommt, abkühlt und somit dem Taupunkt nähert, daß also mit anderen Worten ihre relative Feuchte steigt, bis schließlich bei 100% relativer Feuchte Wolkenbildung und Niederschlag eintritt.

12. November 1947

Das gestern nordwestlich von Irland gelegene Tief ist bis heute zur mittleren Nordsee gezogen. Aus den starken Temperaturgegensätzen hat es Energie gewonnen und sich von 995 auf 985 Millibar vertieft. Die Warmfront erreicht eben die Westküste von Schleswig-Holstein. Die Kaltfront ist bis zur westlichen Nordsee vorgedrungen und wird die Warmfront bald einholen. Diese Tatsache, daß die Kaltfront sich schneller bewegt als die Warmfront, sich dieser nähert und schließlich zur "Okklusion" führt, ist ja der normale Vorgang in der Lebensgeschichte einer Zyklone. In unserem Beispiel folgen also Warm- und Kaltfront aufeinander, wie wir auch an unseren Registrierungen feststellen werden.

Bei geschlossener, dunkler, vertikal hochreichender Regenbewölkung hat der am Vortag begonnene Regen mit wechselnder Stärke angehalten bis zum Durchgang der Warmfront gegen 10.00 Uhr: Der Wind dreht jetzt von Süd auf Südwest, der starke Regen geht in leichten Sprühregen über, die Temperatur steigt von 6,5 Grad rasch bis über 11 Grad an und erreicht das Maximum gegen 12 Uhr mit 12,5 Grad. Zu gleicher Zeit (10 Uhr) hört der starke Druckfall auf (siehe Anlg. 4). Zu einer Auflockerung der Bewölkung kommt es aber in der Warmluft nicht, da die Kaltfront K 1 rasch nachfolgt. Sie zieht um 12 Uhr durch mit kräftigem Regenschauer und Temperaturrückgang von 12,5 auf 10,5 Grad. Auch nach Durchzug dieser Kaltfront zeigt der Himmel nur ganz vereinzelte Wolkenlücken, da noch weitere Kaltluftstaffeln folgen, so vor allem gegen 20 Uhr (K 2); der hiermit verbundene Temperaturrückgang von 10,5 auf 7,5 Grad erfolgt aber nicht sprunghaft; dies ist mit ein Grund, weshalb K 2 ohne Niederschlag durchzieht. Mit dieser zweiten Kaltluftstaffel setzt endgültiger Druckanstieg ein.

Der Aufstieg von Husum findet noch in der Warmluft statt, aber unmittelbar vor dem Einbruch der Kaltfront K 1. Die Erwärmung von etwa 6 Grad gegenüber dem Vortag ist hauptsächlich unterhalb 4100 m eingetreten. Die relative Feuchte beträgt fast durchweg 100%, woraus man auf eine geschlossene, hochreichende Bewölkung schließen kann: die Wolkenmasse am Vorderrand der ankommenden K 1. Bemerkenswert ist der Höhenwind: Während in unteren Schichten noch Südwestwind herrscht, wird in der Höhe eine starke Westnordwestströmung gemessen.

13. November 1947

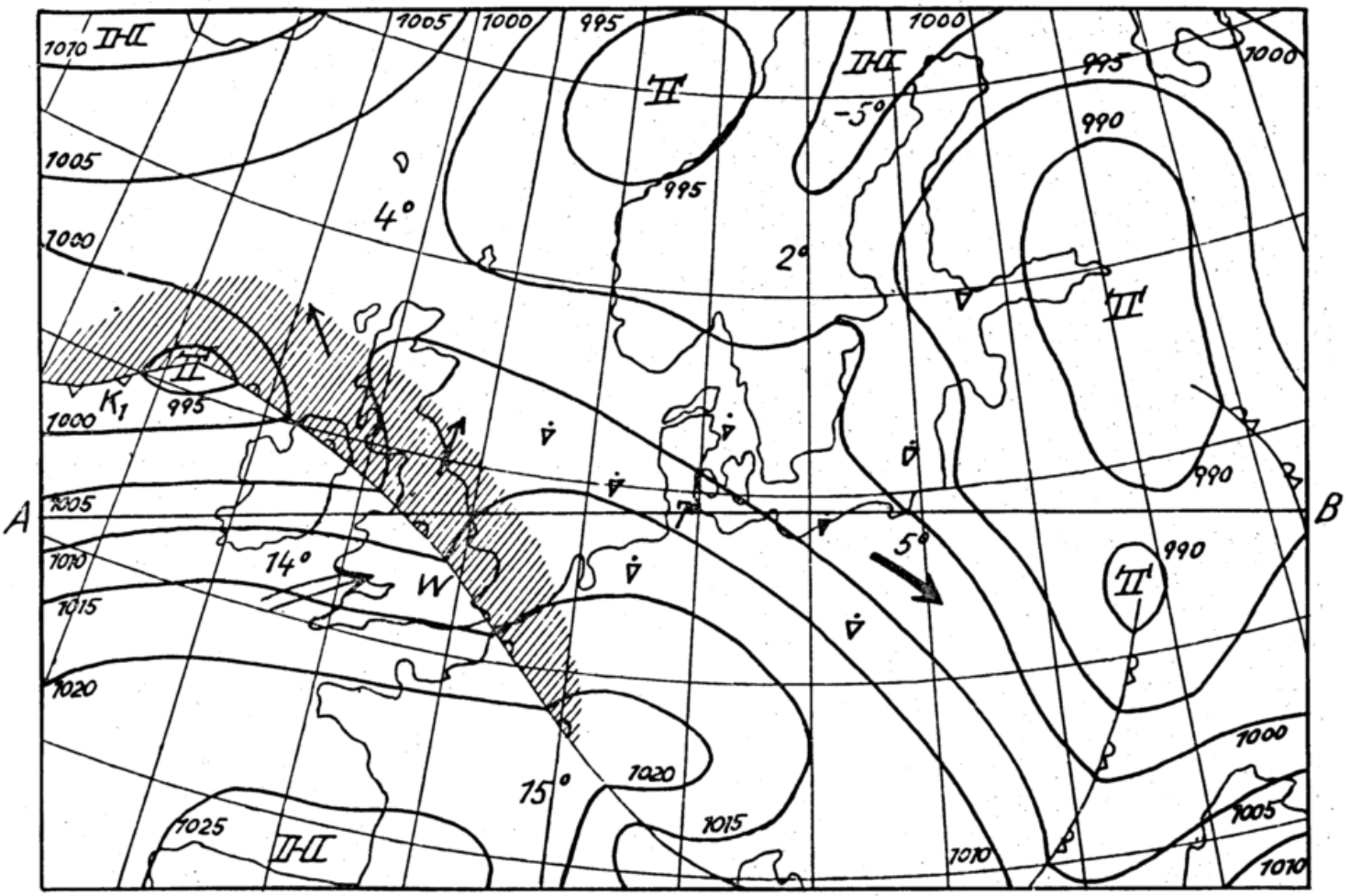
Auf der Wetterkarte des 13. November liegt das Nordseetief des Vortages bereits über der südöstlichen Ostsee und Lettland mit nunmehr 980 mb. Der Warmsektor ist nur noch sehr schmal, im innersten Teil der Zyklone bereits "okkludiert". Die Temperatur der Warmluft in Bodennähe ist seit dem 12. von 14 auf 9 Grad, die Temperatur der K 1 - Luft von 12 auf 10 Grad zurückgegangen. Als Ursache dieses Temperaturrückganges ist die im Winterhalbjahr abkühlende Wirkung des Landes anzusehen. An der Kaltfront K 1 hat sich über Frankreich eine Randstörung gebildet. Sie liegt aber so weit südlich, daß sie bei ihrer Ostbewegung das Wetter Nordwestdeutschlands nicht mehr beeinflussen wird. Dieses ist inzwischen völlig von Kaltluft überflutet; auch die K 2 - Front ist schon bis Mitteldeutschland vorgedrungen. Das norddeutsche Küstengebiet wird in den Morgenstunden von einer Schauerzone überquert, wie sie innerhalb hochreichender Kaltluft sich leicht über den noch warmen Seegebieten und ihren Küsten ausbilden.

Dem Charakter der hochreichenden Kaltluft entspricht der Himmelsanblick: Es überwiegt kräftige Quellbewölkung, aus der einzelne Schauer fallen, zum Teil als Graupel infolge der sehr tiefen Temperaturen in der Höhe (in 5000 m -30 Grad!). Zwischen den Schauerwolken ist reiner blauer Himmel sichtbar, die Sicht ist außer-

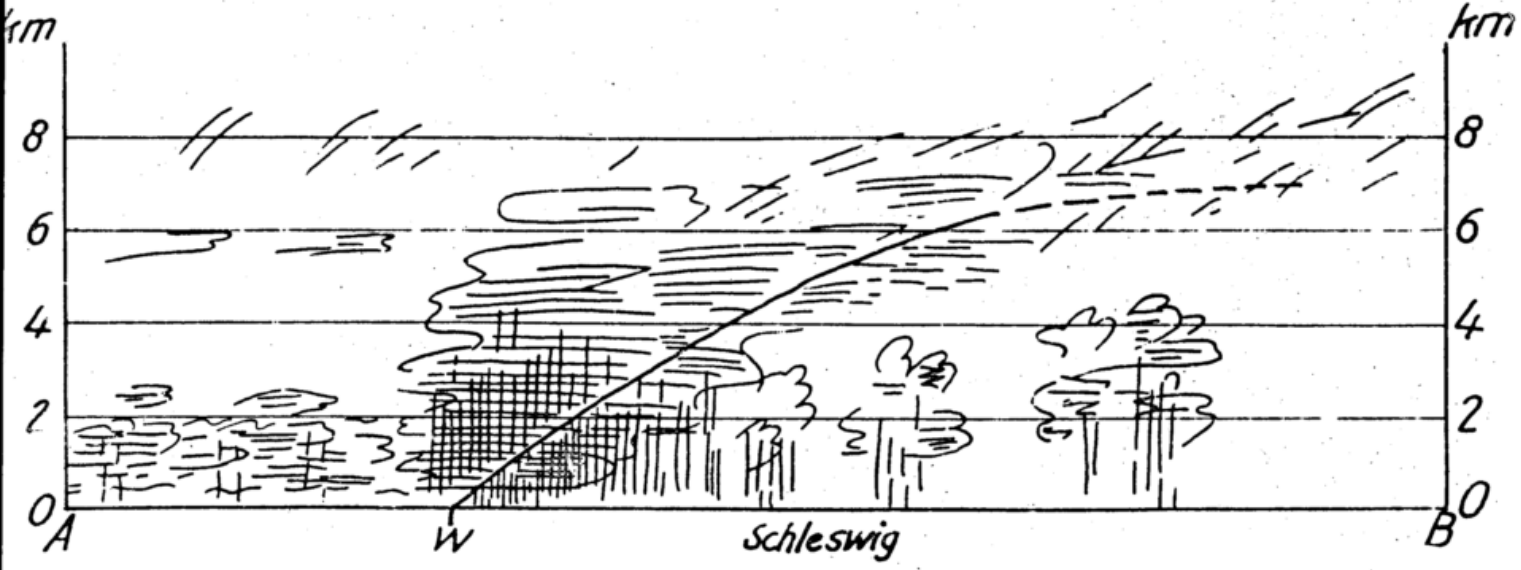
halb der Schauer außergewöhnlich gut, charakteristisch für frische Polarluft, welche frei von Staub und Blütenpollen ist. Die Schleswiger Registrierungen zeigen kleinere Unregelmäßigkeiten, wie sie innerhalb der Kaltluft bei "Rückseitenwetter" auftreten. Der Druck steigt im ganzen, zeigt aber viele kleine Zacken und Unregelmäßigkeiten, besonders während der Schauer in den Morgenstunden. Die Temperatur hat einen tageszeitlichen Gang, ähnlich wie am 11. November.

Der Radiosondenaufstieg von Husum vermittelt uns einen Eindruck von einer starken Abkühlung seit dem Vortag. Wie es häufig beim Durchgang starker Zyklonen der Fall ist, nimmt die zeitliche Abkühlung mit der Höhe bedeutend zu und beträgt in unserem Beispiel in 6000 m 15 Grad!

Wetterkarte vom 11. Nov. 1947. 07h MEZ.

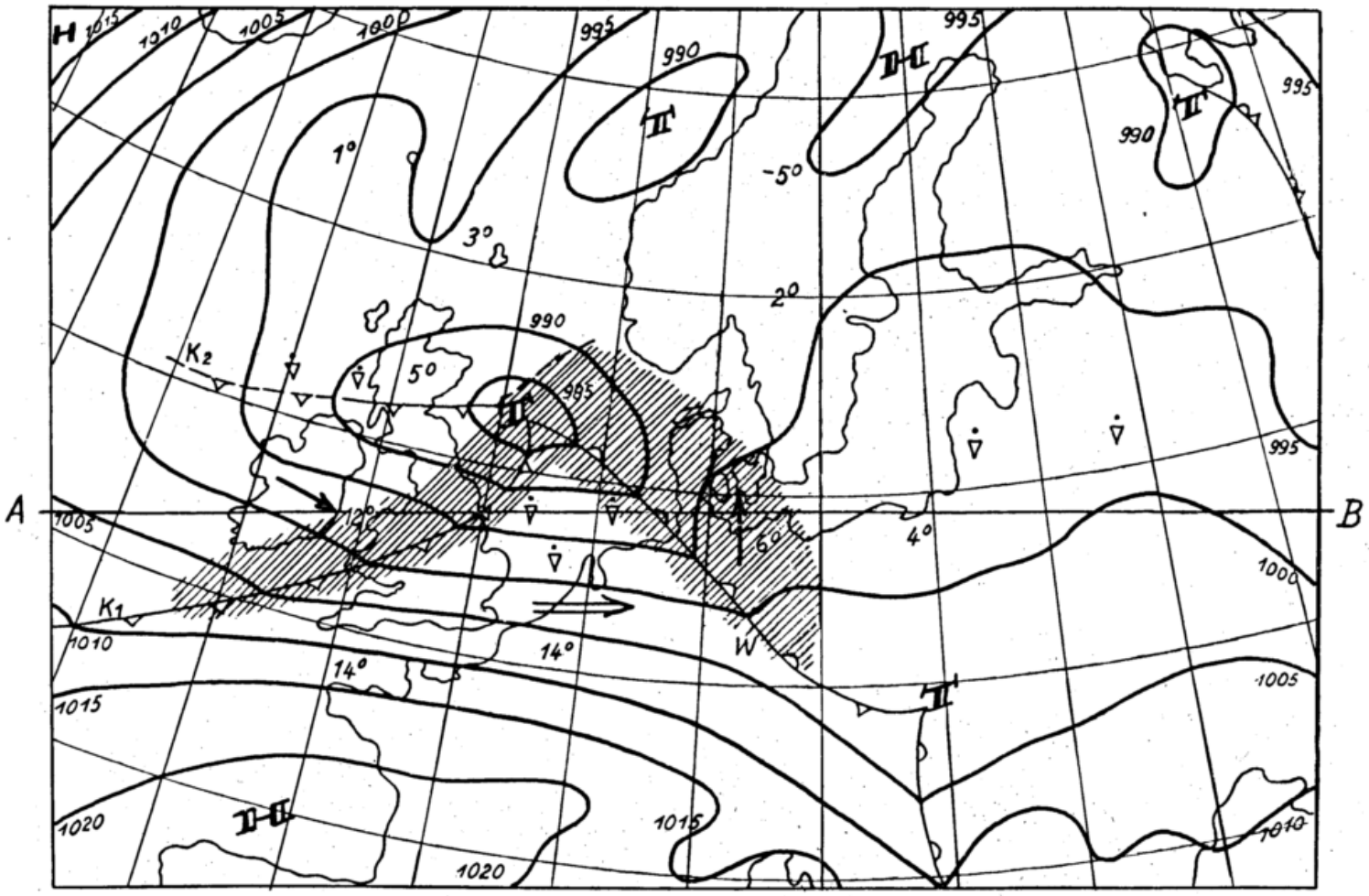


Wolkenansicht im Vertikalbild über der Schnittlinie A-B

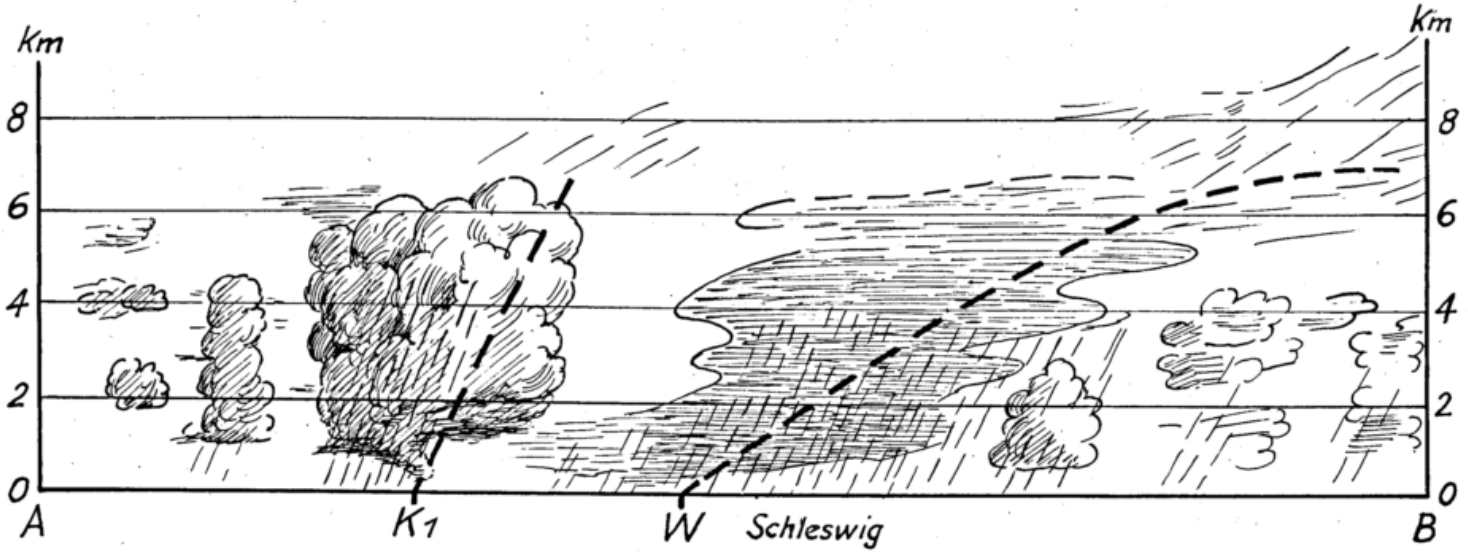


Anlage 2

Wetterkarte vom 12. Nov. 1947 07h MEZ

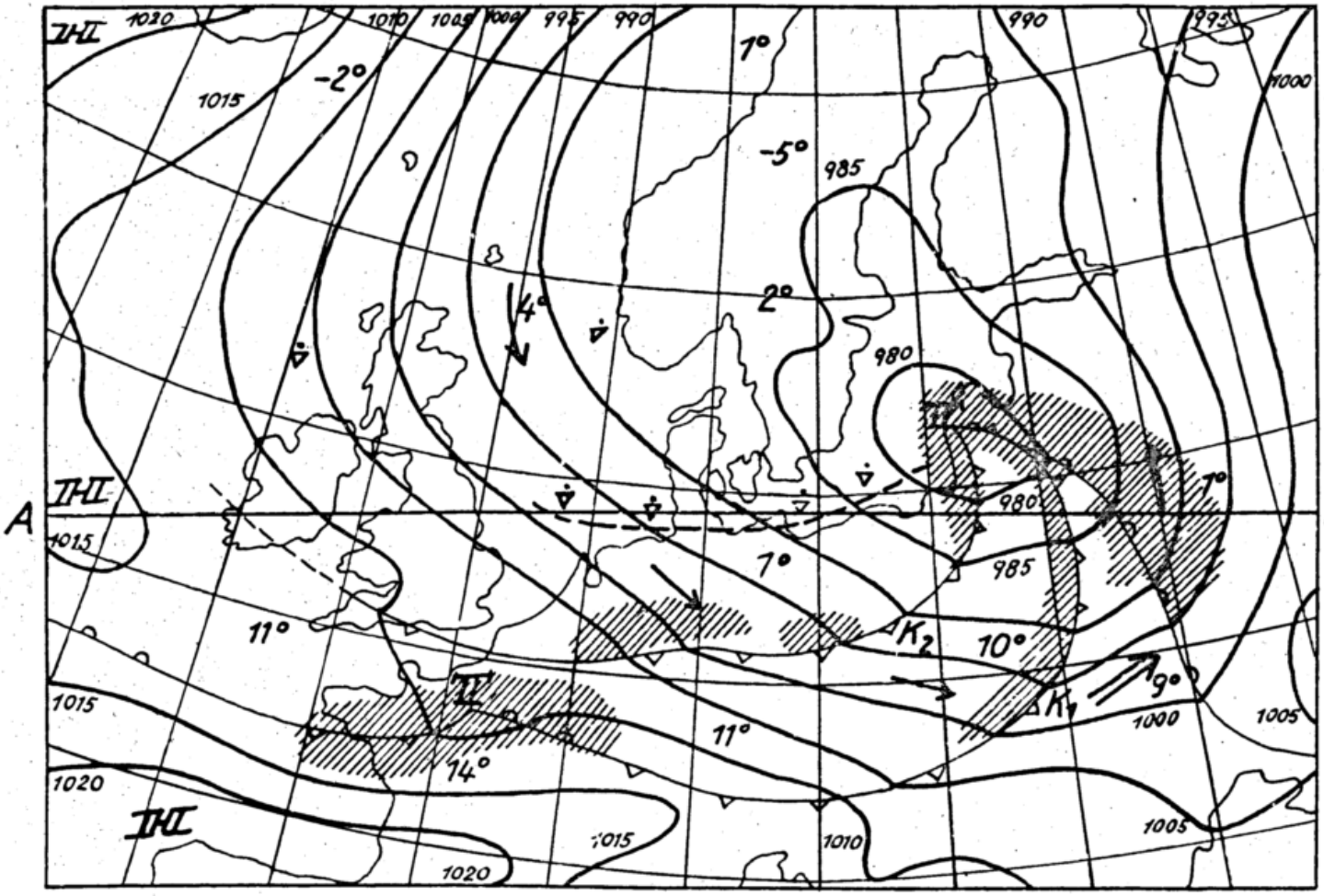


Wolkenansicht im Vertikalbild über der Schnittlinie A-B

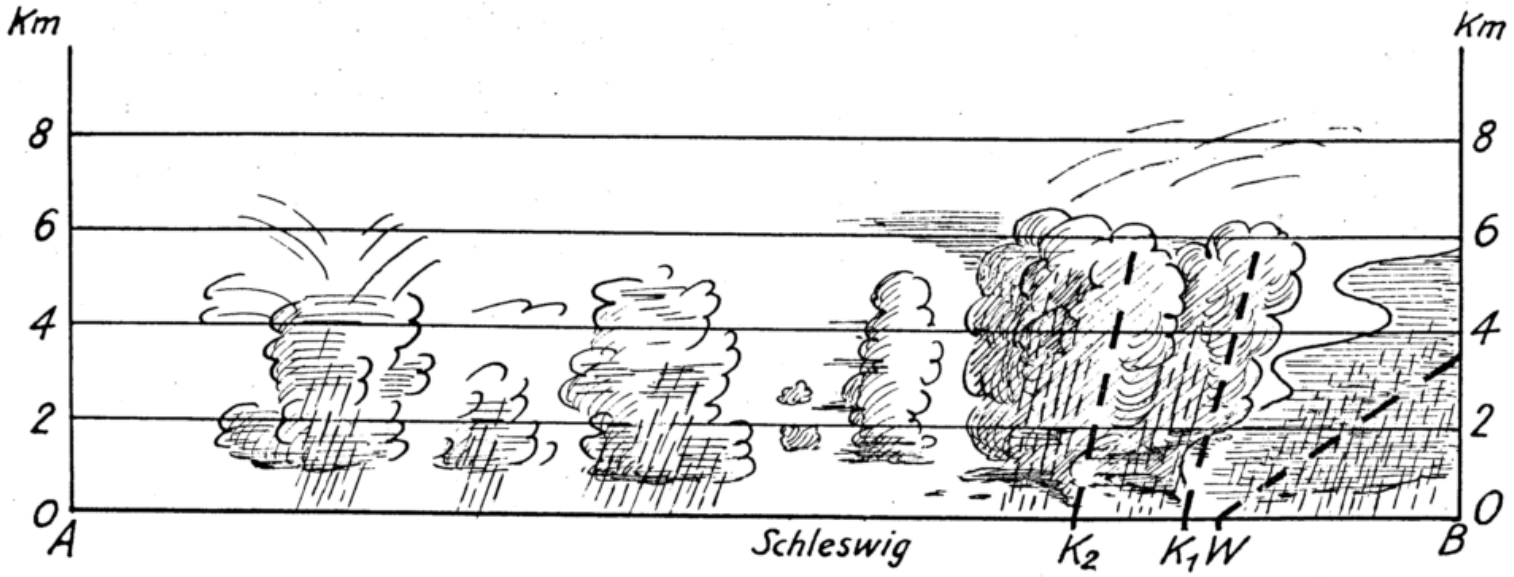


Anlage 3

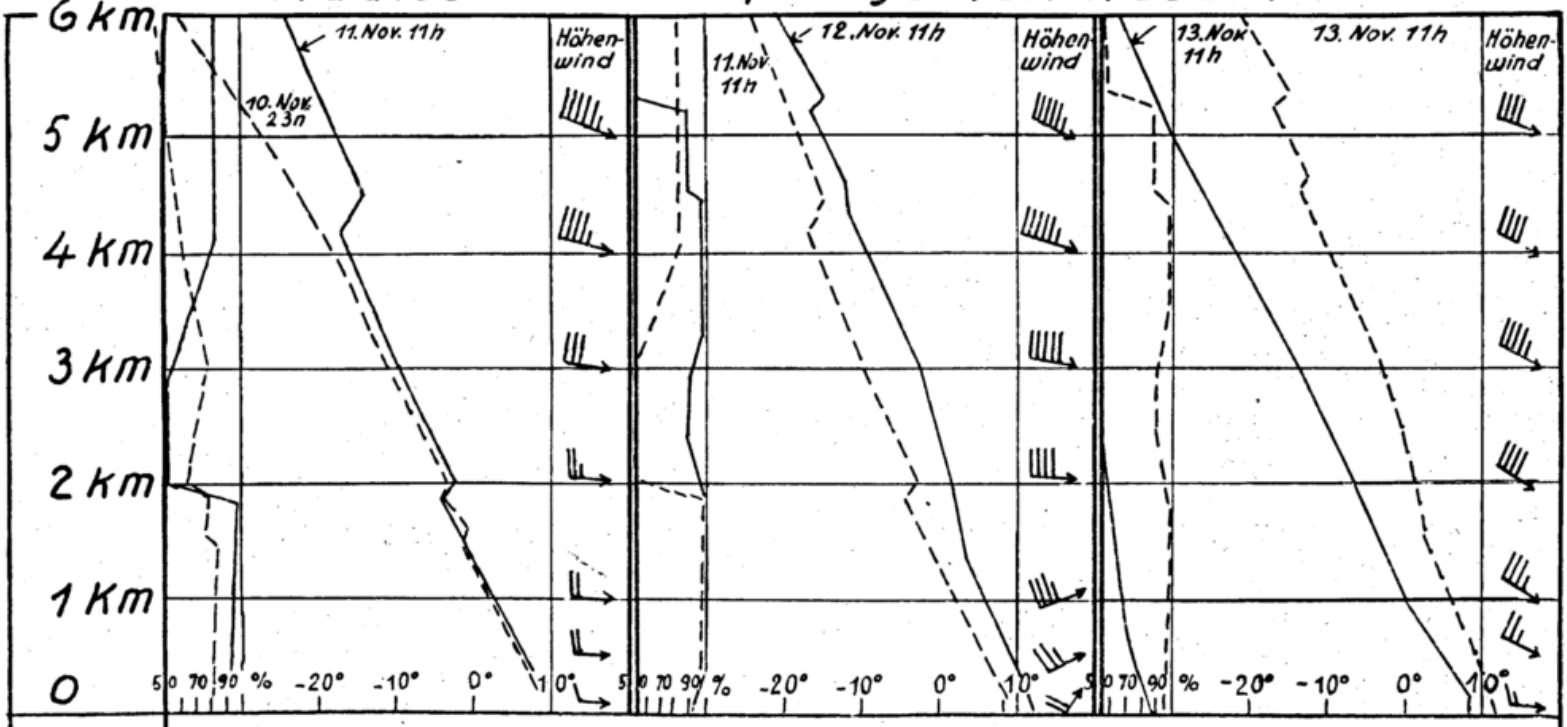
Wetterkarte vom 13. Nov. 1947. 07h MEZ.



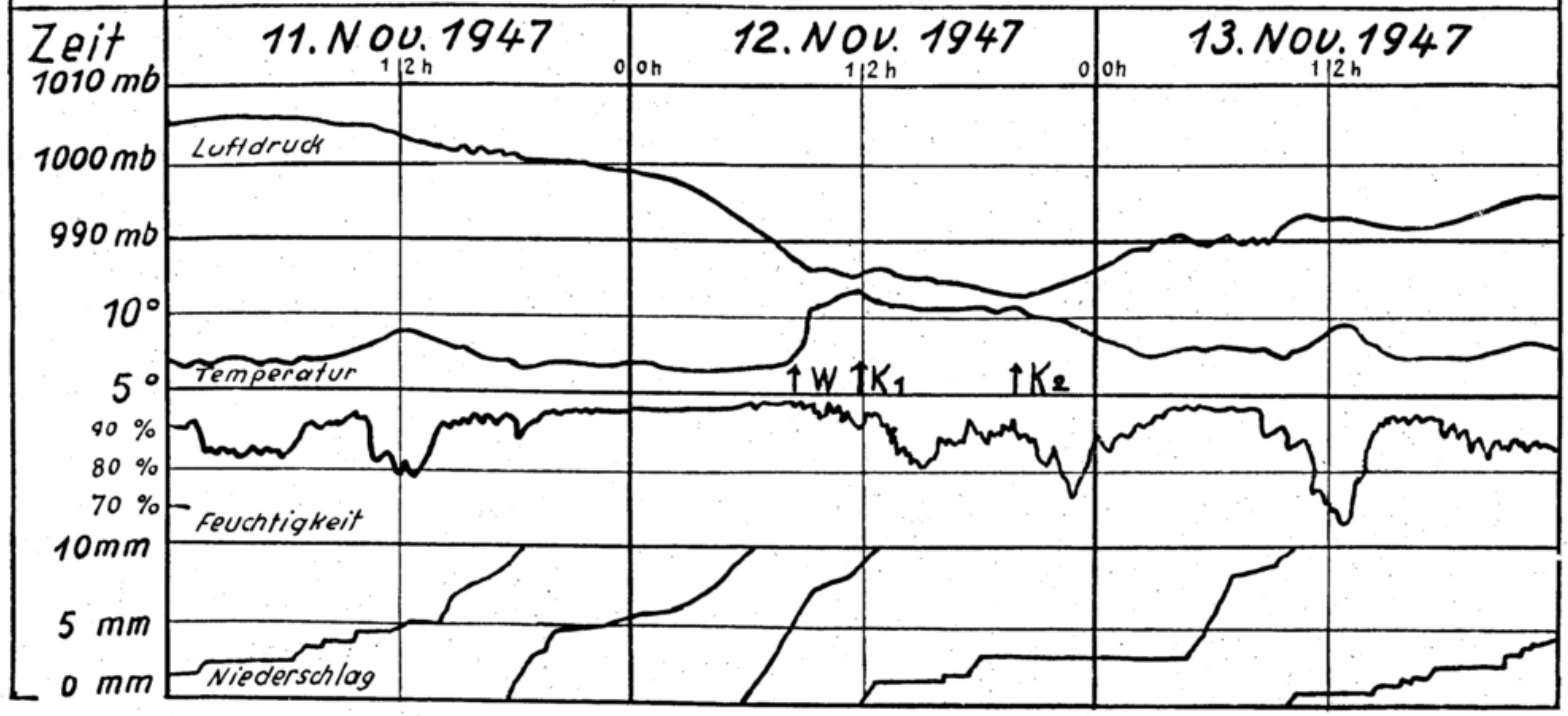
Wolkenansicht im Vertikalbild über der Schnittlinie A-B



Radiosonden-Aufstiege von Husum



Registrierungen Schleswig, Klimastation



Erläuterung:

In der oberen Hälfte der Abbildung sind die Radiosondenaufstiege von Husum eingetragen, für jeden Tag eine Darstellung und zwar Temperatur und relative Feuchte in Abhängigkeit von der Höhe (Höhenangabe in Kilometern an der Seite, Temperaturskala in Celsius-Graden, und relative Feuchte in Prozenten am unteren Rand abzulesen). Um die Änderung zum Vortag zu verdeutlichen, ist der Aufstieg des Vortags jeweils gestrichelt daneben gezeichnet. Außerdem ist für die Höhen: 0, 500, 1000, 2000 Meter u.s.w. der Höhenwind angegeben in Form von Windfähnchen. Dabei bedeutet z. B. ⟶ West 70 km pro Stunde oder ↘ Westnordwest 50 km pro Stunde.

In der unteren Hälfte der Abbildung sind Registrierungen der Klimastation Schleswig wiedergegeben: Luftdruck in Millibar, Temperatur in Celsius-Graden, relative Feuchte in Prozenten, Niederschlag in Millimetern. Beim Niederschlagsschreiber ist zu beachten, daß nach je 10 mm Niederschlagshöhe das Auffanggefäss automatisch abhebelt. Die an die Temperaturregistrierungen geschriebenen Buchstaben bedeuten: W = Warmfront, K1 = erste Kaltfront, K2 = zweite Kaltfront.

Wetterkunde

82185

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 10

Kleine Wetterkunde

Wetterdienst Bibliothek

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036489

Neudruck 1957

LR (101)

KLEINE WETTERKUNDE

1. Die Zusammensetzung der Luft

Träger der Wettererscheinungen ist die Luft. Die Luft ist kein chemisches Element, wie man im Altertum meinte, auch keine chemische Verbindung, sondern einfach ein Gasgemisch, und zwar setzen sich 100 Raumteile trockener Luft aus 78 Raumteilen Stickstoff, 21 Raumteilen Sauerstoff und fast 1 Raumteil Argon zusammen. Neben Argon sind auch die anderen Edelgase wie Neon und Helium vertreten, allerdings nur in Spuren. Geringfügig sind auch die Mengen an Kohlensäure (0,02 - 0,04 Volumprozente) und an Ozon; trotzdem sind diese beiden letzteren Gase besonders wichtig für den Wärmehaushalt der Atmosphäre, da sie für die Strahlung in verschiedenen Wellenbereichen undurchlässig sind. Noch vor etwa 20 Jahren nahm man an, daß in größeren Höhen (etwa oberhalb 10 km) eine Entmischung der Gase eintreten würde derart, daß der schwere Sauerstoff dort an Menge schnell abnehmen und dafür der Stickstoff prozentual noch stärker hervortreten würde. Messungen, die man bis 30 km Höhe durchführen konnte, zeigten jedoch, daß der Sauerstoffgehalt dort nur wenig abnimmt. Für noch größere Höhen machen theoretische Überlegungen eine Entmischung sehr unwahrscheinlich, so daß man praktisch bis über 80 km Höhe mit der oben angegebenen Luftzusammensetzung aus Stickstoff, Sauerstoff und Argon rechnen kann. Daß darüber hinaus ebenfalls Stickstoff und Sauerstoff die Hauptbestandteile der Luft sind, weiß man aus Nordlichtbeobachtungen.

Ganz unstetig verteilt ist in der Atmosphäre das Gas, das eigentlich das Wetter macht, der Wasserdampf. An Menge schwankt er zwischen etwa 0,2 und 4 Volumprozenten. Bei Anwesenheit von Wasserdampf spricht man von feuchter Luft. Die unregelmäßige Verteilung rührt daher, daß der Wasserdampf bei den in der Atmosphäre vorkommenden Temperaturen sowohl als unsichtbares Gas als auch in flüssiger oder gar fester Form vorkommen kann. Sein Verhalten wird uns im einzelnen noch besonders beschäftigen.

2. Das Beobachtungsnetz

Um die Gesetze des Wettergeschehens zu finden, muß man die Eigenschaften der Luft durch genaue und vergleichbare Messungen verfolgen. Dies geschieht auf der ganzen Erde durch sehr viele Wetterbeobachtungsstationen, die auf Grund internationaler Vereinbarungen nach gleichen Gesichtspunkten die Wetterbeobachtungen ausführen. Im Wetterdienst der Bundesrepublik sind etwa 400 solche Stationen vorhanden und daneben noch weitere 2600, die den Niederschlag messen und ihre - ohne Mithilfe von Instrumenten gemachten - Beobachtungen notieren.

In Schleswig, Emden, Hannover, Berlin, Stuttgart und München befinden sich außerdem noch Aerologische Stationen, die mit Hilfe von sogenannten Radiosonden die Temperatur-, Feuchtigkeits- und Windverhältnisse in den höheren Luftschichten messen. An einem mit Wasserstoff gefüllten, freifliegenden Gummiballon wird ein kombiniertes Gerät zur Bestimmung des Luftdrucks, der Temperatur und der Feuchte in die Höhe geschickt, dessen Angaben mittels eines beigegebenen kleinen Kurzwellensenders an die Station gelangen. Der Höhenwind wird ebenfalls elektrisch bestimmt, in gleicher Weise, wie man während des Krieges allmählich lernte, Flugzeuge in und über den Wolken durch eine elektrische Scheinwerfermethode zu peilen. Ein von der Station ausgestrahltes elektrisches Signal wird von einem ebenfalls an dem Ballon befestigten Reflektor zurückgeworfen, und man mißt durch eine sehr genaue Methode die Zeit bis zum Eintreffen des Echos, woraus man die jeweilige Schrägentfernung des Ballons errechnet. Seiten- und Höhenwinkel ergeben sich aus der Stellung der gerichteten Sendeantenne, so daß man darauf den jeweiligen Ort und damit die Höhenströmung, mit der der Ballon forttreibt, bestimmen kann. (Die mit dem Ballon hochgetragenen Geräte gehen nach dem Platzen des Ballons an einem Fallschirm zur Erde nieder und werden häufig wieder aufgefunden. Der Finder muß sie ungeöffnet an die Station einschicken und erhält dann eine Belohnung.) Die Veränderungen in der Atmosphä-

re werden mittels dieser Methode fortlaufend bis durchschnittlich 15 km Höhe verfolgt. Mehrfach wurden auch Höhen von mehr als 30 km erreicht. Daß man nicht noch höher kommt, liegt an der Unzulänglichkeit des für den Ballon verwendeten Gummimaterials.

3. Der Wind

Von den Beobachtungen, die die meteorologischen Stationen regelmäßig anstellen, ist die Bestimmung des Windes eine der wichtigsten. Die Windrichtung wird mit Hilfe einer freistehenden, leicht beweglichen Windfahne festgestellt. Windrichtung ist dabei diejenige, aus der der Wind kommt. Im Altertum unterschied man nur die 4 Hauptwindrichtungen. Diese und die Zwischenrichtungen wurden erst unter Karl dem Großen mit deutschen Namen belegt. Schwieriger ist die Bestimmung der Windstärke. Zu genaueren Messungen wird ein Windrad, das aus einem Schalenkreuz besteht, benutzt oder noch besser ein Staurohr, wie es beispielsweise auch im Flugzeug zur Ermittlung der Fluggeschwindigkeit dient. Im ersten Fall ist die Umdrehungsgeschwindigkeit des Windrades ein Maß für die Windgeschwindigkeit, im anderen Falle sind dies die durch die strömende Luft hervorgerufenen Druckunterschiede. An den meisten Stationen wird jedoch die Windstärke nur durch Schätzung bestimmt. Hierfür hat sich seit langem eine 1805 von dem Admiral Beaufort - ursprünglich nur für die Zwecke der Segelschiffsführung - geschaffene Windstärkeskala eingebürgert (O = Windstille, 12 = Orkan). Eine solch grobe Stärkeskala hat insofern ihre Berechtigung, als von den Beobachtungsstationen der Wind in Bodennähe angegeben wird, der infolge der Reibung fast stets eine mehr oder minder große Böigkeit aufweist. Die von den aerologischen Stationen gemessenen Höhenwinde werden genauer, meist in Knoten, angegeben. 1 Knoten entspricht einer Geschwindigkeit von 1 Seemeile (= 1/60 Äquatorgrad = 1,855 km) pro Stunde. Die größte bisher beobachtete Windstärke in Bodennähe dürfte fast 200 km/Std. erreicht haben. Genauere Werte lassen sich leider nicht angeben, da die Windmeßgeräte dann meist zerstört werden. In größeren Höhen (10 km) wurden schon Windgeschwindigkeiten von über 350 km/Std. gemessen.

In manchen Gegenden der Erde ist der Zusammenhang zwischen Wind und Wetter so eng, daß der betreffende Wind den Wettercharakter bereits eindeutig bestimmt. So ist im Alpenvorland der Föhn eine bekannte Erscheinung, der als warmer, trockener Wind von den Alpen her weht, oder im Rhonetal der Mistral, mit dem in großer Stärke Kaltluft aus dem Norden ins Mittelmeer abfließt. In der Adria gibt es die gefürchtete Bora, die als kalter Fallwind vom Karstgebirge kommt. Wichtig ist im Mittelmeer vor allem auch der Scirocco, der im heißen Afrika seine Entstehung hat, über dem Meer große Feuchtigkeit aufnimmt und dann über Italien und dem Balkan ergiebige Regenfälle hervorruft, so daß die mittlere Westküste der Balkanhalbinsel die niederschlagsreichste Gegend ganz Europas ist. Im Ägäischen Meer kennt man die Etesien, eine aus Nordost kommende Windströmung, die zwar wolkenarmes Wetter bringt, aber bei einiger Stärke über den kahlen und zerklüfteten Gebirgen Griechenlands eine große Böigkeit hervorruft, die beispielsweise eine Luftreise über diesem Gebiet bei einer Etesienwetterlage zu keiner Freude macht.

Während die vorgenannten Winde lokalen Charakter haben, sind die Monsun- und Passatwinde großräumige Erscheinungen. Die bekannteste und mächtigste Monsunströmung ist der Südwestmonsun im Indischen Ozean, der dort während des Sommers fast ununterbrochen herrscht und für das Wetter und die Fruchtbarkeit Indiens infolge seiner Wärme und Feuchtigkeit ausschlaggebend ist. Monsune entstehen durch den jahreszeitlichen Temperaturgegensatz zwischen den großen Land- und Wassermassen und wehen im Sommer vom kalten Meer aufs erhitzte Land, im Winter in umgekehrter Richtung. Auch in Europa gibt es, wenn auch nicht so stetig ausgebildet, monsunartige Erscheinungen. In unserem Gebiet sind die mit Nordwestwinden erfolgenden Kaltlufteinbrüche im Mai und Juni (Eisheilige, Schafskälte) Sommermonsune, der Altweibersommer mit seinen Süd- und Südostwinden gehört zu dem Wintermonsun. Die Passatwinde schließlich verdanken ihre Entstehung dem Temperaturgegensatz zwischen den äquatorialen Gebieten und den nördlichen Breiten. Sie wehen infolgedessen auch das

ganze Jahr über in gleicher Richtung und sind bei uns auf der Nordhalbkugel von etwa 30 Grad Nordbreite bis nahe Äquator Nordostwinde. Sie wehen sehr gleichmäßig und stetig mit einer mittleren Geschwindigkeit von 15 - 20 km/Std. und wurden wegen dieser Eigenschaften früher von den Segelschiffen gern aufgesucht.

4. Der Luftdruck

Die Luft zeigt, wie jedes Gas, stets einen gewissen Druck. In der Atmosphäre ist dieser Druck zeitlich und von Ort zu Ort verschieden; es gibt große Gebiete hohen Luftdruckes, denen ausgedehnte Tiefdruckgebiete gegenüberstehen, und die Strömungen der Luft, Winde, Stürme sind eine unmittelbare Folge dieser Luftdruckgegensätze, die sie auszugleichen versuchen. Auf eine genaue Messung des Luftdruckes wird deshalb bei den Wetterbeobachtungen sehr viel Wert gelegt. An den Wetterstationen erfolgen diese Messungen mit Hilfe des Quecksilberbarometers, das zuerst von dem Italiener Viviani 1643 auf Grund von Toricelli's Ideen über das Verhalten der Luft gebaut wurde. Als Zimmerbarometer hat sich mit Recht das Metallbarometer eingebürgert, das bei guter Ausführung eine hinreichend genaue und unmittelbare Ablesung des Luftdrucks gestattet. Die bei diesem Gerät in alter Gewohnheit verzeichneten Wetterangaben bei den verschiedenen Luftdrucken sind dagegen meist irreführend. Wichtigster Bestandteil des Gerätes sind eine oder mehrere Metalldosen, die zur Vergrößerung ihrer Oberfläche aus gewelltem Neusilberblech bestehen. Sie sind nahezu luftleer und würden von dem äußeren Luftdruck fast vollständig zusammengedrücktwerden, wenn nicht eine Blattfeder, die meist außerhalb, gelegentlich aber auch innerhalb der Dose angebracht ist, dies verhinderte. Bei hohem Luftdruck wird diese Feder stärker beansprucht als bei tiefem, und diese Änderung wird auf den über der Ableseskala spielenden Zeiger übertragen. Die ganze Vorrichtung kann als Federwage aufgefaßt werden, mit Hilfe deren die Luft gewogen wird; denn der Luftdruck kommt dadurch zustande, daß die Luft Gewicht hat. Der Luftdruck ist gleich dem Gewicht der senkrechten Luftsäule, die mit 1 qcm Querschnitt über dem Beobachtungsort bis zur äußersten Grenze der Atmosphäre reicht. Wenn man beispielsweise an dem Barometer 760 mm Luftdruck abliest, so bedeutet dies, daß die Luftsäule mit 1 qcm Querschnitt über dem Beobachtungsort genau das gleiche Gewicht hat wie eine 760 mm lange Quecksilbersäule ebenfalls von 1 qcm Querschnitt. Geht man mit dem Barometer auf einen Berg, so kommt das untere Stück der Luftsäule von der Höhe des Berges nicht mehr zur Wirkung, und der Luftdruck muß infolgedessen auf dem Berg entsprechend niedriger sein. Diese Tatsache wurde schon bald nach Erfindung des Barometers durch Versuche festgestellt. Die Rechnung ergibt, daß in den unteren Höhen der Druck etwa pro 11 m Höhenerhebung um 1 mm Quecksilbersäule abnimmt. Unsere gebräuchlichen Höhenmesser, die bei Wanderungen oder auch im Flugzeug zur Bestimmung der Höhe Verwendung finden, sind nichts anderes als kleine, handliche Metallbarometer, die lediglich mit einer Höhenskala statt mit einer Druckskala versehen sind. Da der Luftdruck zeitlich und örtlich veränderlich ist, muß man diese Geräte allerdings vor Benutzung immer erst bei einer bekannten Höhe richtig einstellen.

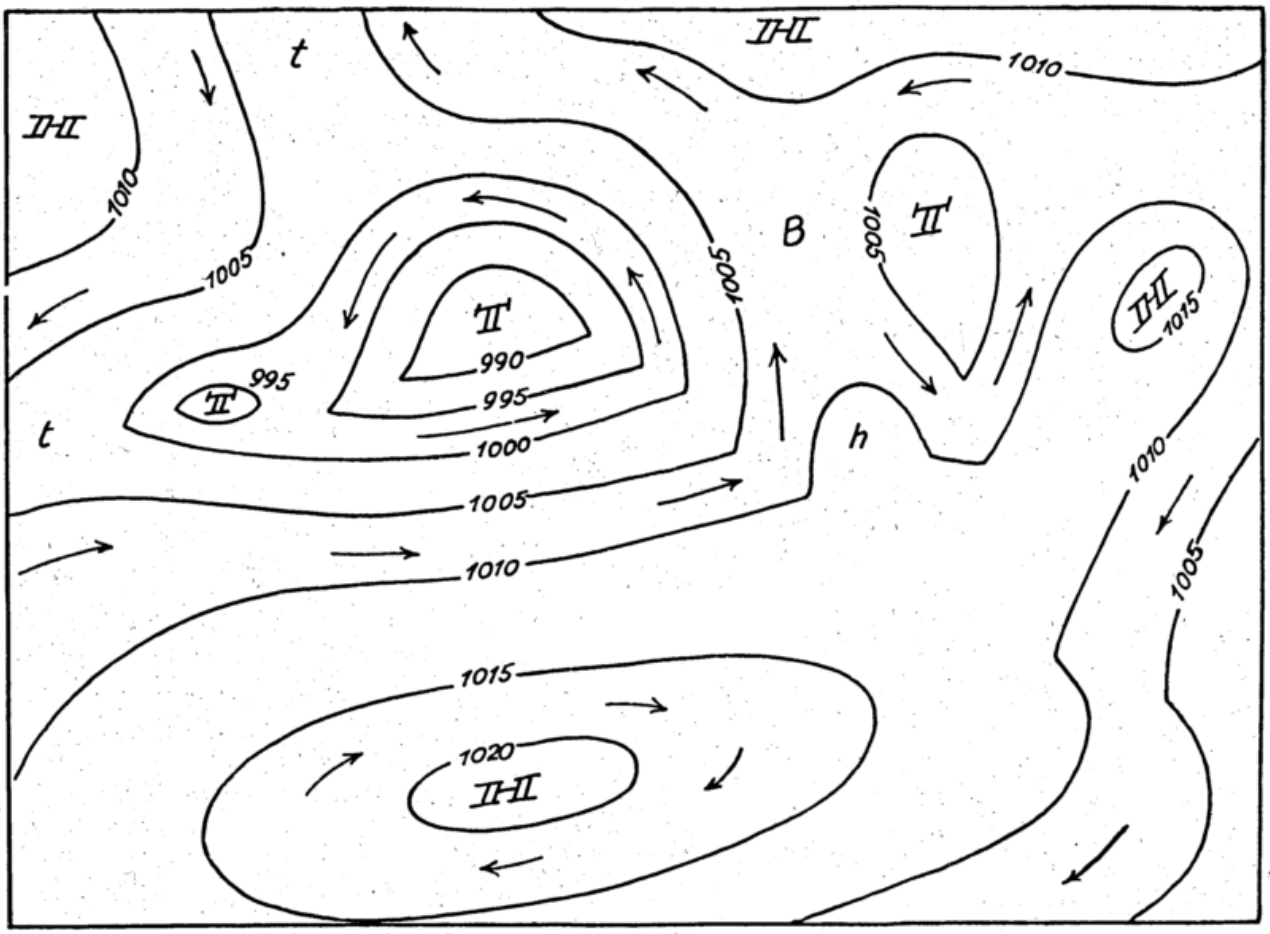
Die Einteilung unserer Barometer in mm ist unzweckmäßig, da diese Maßeinheit nur auf das Quecksilberbarometer zugeschnitten ist. Man könnte nämlich statt Quecksilber auch eine andere Flüssigkeit verwenden, beispielsweise Wasser. Im 17. Jahrhundert ist tatsächlich einmal ein Wasserbarometer gebaut worden. Entsprechend der Dichte des Quecksilbers muß allerdings das Wasserbarometer 13,6 mal so lang sein, und infolgedessen stehen der praktischen Ausführung viele technische Schwierigkeiten entgegen. Man würde dann den Druck in mm Wassersäule finden. Um bei der Druckangabe von jeder Art der Messung frei zu sein, hat man eine besondere Druckeinheit geschaffen. Diese Einheit heißt Bar; sie ist aus wissenschaftlichen Gründen um rund 2% größer als die technische Atmosphäre, d.h. der Druck, den 1 Kilogramm Gewicht auf 1 Quadratzentimeter ausübt. Der tausendste Teil des Bar heißt Millibar, abgekürzt mb. Glücklicherweise besteht ein einfaches Umrechnungsverhältnis zwischen den mb und den mm Quecksilbersäule. Man braucht nämlich nur die Millimeterangabe des Barometers mit 4/3 zu multiplizieren, um die entsprechenden mb zu erhalten.

In mb werden die Luftdruckwerte mittels der Isobaren auf den Wetterkarten dargestellt. Zum Zeichnen dieser Linien gleichen Druckes kann man aber die Luftdrucke, die an den einzelnen, verschieden hoch liegenden Stationen bestimmt wurden, nicht unmittelbar verwenden, denn wir haben bereits gesehen, daß der Druck stets mit der Höhe abnimmt. Man muß also vorher alle Druckangaben auf die gleiche Seehöhe und zwar Meereshöhe = Normal Null (NN) umrechnen, um sie wirklich miteinander vergleichen zu können.

Von den auf der Erdoberfläche möglichen Luftdruck-Extremwerten geben die nachstehend aufgeführten eine Vorstellung. Das Gebiet, in dem bisher die höchsten Luftdruckwerte gemessen wurden, ist Westsibirien, und zwar wurden dort gelegentlich Luftdruckwerte von 1078 mb = 809 mm Quecksilbersäule beobachtet. Als niedrigster Luftdruck wurden einmal 917 mb = 688 mm beim Durchzug eines Wirbelsturmes an der Ostküste Vorderindiens gemessen. Als höchster Luftdruckwert in Deutschland gelten 1065 mb = 799 mm, die am 23.1.07 in Memel beobachtet wurden. Den Rekordwert des niedrigsten Luftdrucks in Deutschland hält Schleswig-Holstein, und zwar wurden in List auf Sylt am 6.12.40 nur 956 mb = 717 mm festgestellt. Der mittlere Luftdruck im Meeresniveau auf der gesamten Erde wird auf 1011 mb = 758 mm geschätzt; berücksichtigt man aber die Erhöhungen der Erdoberfläche in den Kontinenten, so kommt man zu einem mittleren Luftdruck von 987 mb = 740 mm.

5. Die Luftdruckkarte

Bedeutsamer als die absoluten Luftdruckwerte sind für das Wettergeschehen die Luftdruckgegensätze, wie sie sich bei der Darstellung der Luftdruckverteilung mittels der Linien gleichen Druckes im Meeresniveau auf den Wetterkarten zeigen. Es ist wichtig, sich über einige Begriffe, die bei der Schilderung solcher Luftdruckfelder in den Wetterberichten auftreten, klar zu sein. Zunächst ist zu beachten, daß die Luftdrucke, die zur Zeichnung einer solchen Karte dienen, alle zur gleichen Zeit gemessen wurden. Aus diesem Grunde können die Isobaren, die herkömmlicherweise von 5 zu 5 mb gezeichnet werden, sich niemals schneiden, denn das würde sonst bedeuten, daß für diesen Ort zu derselben Zeit zwei oder mehrere verschiedene Luftdruckwerte gelten. Weiterhin wird man bei der fortlaufenden Betrachtung der Wetterkarten leicht feststellen, daß offenbar gar nicht jede beliebige Isobarenform möglich ist, sondern daß sich gewisse Grundformen herausschälen lassen, die immer wieder auftreten. Die nachstehende schematische Zeichnung soll dies näher erläutern. Sie gibt - wie jede Wetterkarte - nur einen Ausschnitt aus dem Luftdruckfeld auf der gesamten Erdoberfläche, und infolgedessen zeigt sie Isobaren, die frei am Kartenrand enden. Grundsätzlich läuft jede Isobare in sich zurück; es gibt darunter aber solche, die ein einheitliches Druckgebiet umschließen, wie z.B. in unserer Zeichnung die 1015 mb- und 1020 mb-Isobaren unten ein Hoch (H). Die Isobaren 995 und 990 mb umschließen andererseits das Tief (T) in der Mitte der Zeichnung. Statt von Tief und Hoch spricht man gelegentlich auch von Zyklone (T) und Antizyklone (H). Für das Tief sind auch noch die Ausdrücke Depression, Minimum und Wirbel gebräuchlich, letzterer Ausdruck vor allem dann, wenn es sich um einen Sturmwirbel mit nahezu kreisförmigen Isobaren handelt. Das innerste Gebiet des Tiefs wird Zentrum oder Kern genannt. Beim Hoch spricht man vom Schwerpunkt des hohen Druckes. Neben diesen Hauptgrundformen gibt es im Gebiet des Hochdrucks weiterhin den Hochdruckkeil (in der Zeichnung mit h bezeichnet), den Hochdruckausläufer, der gelegentlich einen besonderen Schwerpunkt zeigt (1015 mb-Isobare rechts in der Zeichnung) und schließlich die Hochdruckbrücke (B), die zwischen zwei Tiefdruckgebieten von einem Hoch zum anderen führt. Statt Hochdruckbrücke sagt man auch Hochdruckrücken oder wegen der Eigenart der Druckverteilung in diesem Gebiet Hochdrucksattel. Ein Teiltief oder Randtief, auch sekundäres Minimum genannt, ist in der Zeichnung links das kleine Tief mit der geschlossenen Isobare 995 mb. Mit t sind die Streifen tiefen Druckes zwischen zwei Hochdruckgebieten bezeichnet, die Tiefdruckfurchen oder Tiefdruckrinnen heißen. In einem Tief zeigen die Isobaren gelegentlich eine sehr spitze Ausbuchtung (Tief rechts), die wegen der besonderen Form V-Dpression genannt wird. Auch



an anderen Stellen haben die Isobaren im Tief einen unstetigen Verlauf; es treten Isobarenknicke auf, ein Zeichen dafür, daß die Strömungsverhältnisse der Luft an diesen Stellen sich sprunghaft ändern.

In der Zeichnung ist die jeweilige Richtung der Luftströmung durch Pfeile angedeutet. Man stellt dabei zwei sehr merkwürdige Dinge fest. Einmal sieht man, daß die Luft in Richtung der Isobaren strömt, und zum anderen, daß die Winde das Hochdruckgebiet rechts herum (im Uhrzeigersinn), das Tief jedoch links herum umkreisen. Nach alltäglicher Erfahrung müßte man doch eigentlich erwarten, daß Druckgegensätze auf direktem Wege ausgeglichen werden. Was hindert die Luft daran, von dem Hoch aus entsprechend dem Druckgefälle, d.h. rechtwinklig zu den Isobaren unmittelbar in das Tief abzuströmen und dieses schleunigst aufzufüllen? Schuld daran ist die Erdumdrehung, der die Tiefs und Hochs ihre manchmal recht beträchtliche Lebensdauer verdanken. Bei nichtrotierender Erde würden entstehende Druckunterschiede sofort ausgeglichen werden, und es gäbe in der Atmosphäre nur echte Wirbel wie Tromben und Wasserhosen. Die Wirkung der Erdumdrehung auf die Bewegung der Luft ist nicht leicht zu verstehen. Noch am ehesten wird die Sache klar bei anfänglich reinen Süd- oder Nordwinden. Einer Luftmenge in südlichen Breiten wohnt nämlich infolge der Erdumdrehung eine größere West-Ostgeschwindigkeit inne als der Luft weiter im Norden, weil sie wegen des größeren Abstandes von der Erdachse in den 24 Stunden einer Erdumdrehung einen größeren Kreis beschreiben muß als die Luft in nördlicheren Breiten. Diese größere West-Ostgeschwindigkeit bringt sie nun bei

dem angenommenen Abfließen nach Norden mit und eilt infolgedessen einem Punkt, der anfänglich genau nördlich von ihr lag, nach Osten voraus. Je weiter sie nach Norden kommt, um so größer wird das Vorauseilen, und so wird aus einem anfänglichen Südwind allmählich ein Südwest-, Westwind usw. Ein anfänglicher Nordwind bringt die Luft in südlichere Breiten, und diese Luft muß wegen der ihr innewohnenden geringeren West-Ostgeschwindigkeit zurückbleiben, aus dem Nordwind muß ein Nordost-, Ostwind usw. werden. In beiden Fällen wird also der Wind aus seiner ursprünglichen Richtung nach rechts abgelenkt. Dies gilt auch für jede andere Richtung, sofern es sich um die Nordhalbkugel handelt. Auf der Südhalbkugel wird, wie man sich entsprechend klar machen kann, der Wind nach links abgelenkt. Stellt man sich (auf der Nordhalbkugel) mit dem Wind im Rücken auf, so hat man demzufolge den tiefen Druck nicht geradenwegs voraus, sondern infolge der Rechtsablenkung der Luftströmung liegt der tiefe Druck linker Hand und der hohe Druck rechts. Daraus folgt, daß die Luft auf der Nordhalbkugel ein Hochdruckgebiet stets rechts herum, ein Tiefdruckgebiet links herum umkreisen muß. Dieses für die Wetterkunde grundlegende Gesetz wurde 1860 von Buys-Ballot gefunden und ist seitdem als barisches Windgesetz bekannt.

Es ist immer so, daß auf beiden Erdhalbkugeln das Tief im Sinne der Erdumdrehung umströmt wird, wie man am einfachsten erkennt, wenn man ein Tiefdruckgebiet am Nordpol bzw. Südpol annimmt. Drehte sich die Erde in entgegengesetztem Sinne, so würden auch die Luftdruckgebilde in umgekehrtem Sinne umströmt.

6. Die Temperatur

Neben Wind und Luftdruck ist die Temperatur ein sehr wichtiges meteorologisches Element. Bei der Temperaturbestimmung macht man von dem Umstand Gebrauch, daß sich die Körper bei steigender Temperatur ausdehnen, bei abnehmender aber zusammenziehen. Die ersten Thermometer wurden im 17. Jahrhundert gebaut. Das Standardgerät für die Temperaturbestimmung ist das Quecksilberthermometer. Die Thermometerskala ist willkürlich. Bei wissenschaftlichen Untersuchungen und in vielen Ländern durch Gesetz ist die von dem Schweden Celsius eingeführte Skala im Gebrauch. Bei dieser Skala ist der Abstand zwischen den Thermometerständen in siedendem Wasser und schmelzendem Eis (bei 760 mm Luftdruck) in 100 Teile geteilt. Die früher in Deutschland gebräuchlichste Skala war die des Franzosen Réaumur, der diesen Abstand in 80 Teile eingeteilt hatte. In den angelsächsischen Ländern ist noch heute die Fahrenheit-Skala in Benutzung. Sie trägt bei 0 Grad Celsius die Bezeichnung +32 und beim Siedepunkt die Angabe +212; der Abstand zwischen Gefrier- und Siedepunkt des Wassers ist also in 180 Teile geteilt. Zählt man von einer Fahrenheit-Temperatur 32 ab und nimmt dieses Ergebnis mit 5/9 mal, so erhält man die entsprechenden Celsiusgrade. So ist beispielsweise 50 Grad Fahrenheit = 10 Grad Celsius. Fahrenheit war ein deutscher Gelehrter aus Danzig, der glaubte, daß der Nullpunkt seiner Skala (bei -18 Grad Celsius) die tiefste überhaupt erreichbare Temperatur darstelle. Beachtet man die Nationalität der vorgenannten Forscher und die Länder, in denen die von ihnen vorgeschlagenen Temperaturskalen zur Verwendung kamen, so ist das Ganze eine nette Illustration zu dem Sprichwort: Ein Prophet gilt nichts in seinem Vaterlande.

Bei der Temperaturmessung ist unter allen Umständen darauf zu achten, daß das Thermometer vor unmittelbarer Strahlung geschützt ist. Es darf also ein Thermometer zur Bestimmung der Lufttemperatur nicht im Sonnenschein angebracht werden, sondern man muß die Temperatur im Schatten bestimmen, am besten in einigem Abstand von der Nordwand eines Gebäudes oder noch besser in einer kleinen, vom Wind gut durchlüfteten Thermometerhütte. Zur genauen Temperaturbestimmung ist außerdem Voraussetzung, daß nur geprüfte Thermometer verwendet und diese außerdem dauernd unter Kontrolle gehalten werden, da sich gelegentlich Alterserscheinungen bei den Thermometern zeigen. Neben dem einfachen Quecksilberthermometer werden im Wetterdienst noch Extremthermometer verwendet. Zur Ablesung der Höchsttemperatur des Tages dient das Maximumthermometer, das nichts anderes ist als ein

großes Fieberthermometer, allerdings mit einem Meßbereich von -25 bis +50 Grad Celsius. Es wird - meist am Abend vorher - durch Herunterschlagen des Quecksilberfadens eingestellt und am anderen Abend die Höchsttemperatur der vergangenen 24 Stunden abgelesen. Die Tiefsttemperatur wird mit einem Minimumthermometer festgestellt. In der alkoholischen Flüssigkeit des waagerecht liegenden Thermometers schwimmt ein Glasstäbchen, das bei sinkender Temperatur von der Flüssigkeit zwar mit zurückgenommen wird, bei steigender Temperatur aber liegen bleibt, so daß aus der Lage dieses Stäbchens die jeweilige Tiefsttemperatur hervorgeht. Zur fortlaufenden Registrierung der Temperatur werden Thermographen verwendet, bei denen - genau wie bei den aus Metall bestehenden Zimmerthermometern - die Formänderung eines Metalls infolge Erwärmung oder Abkühlung die Temperaturanzeige übernimmt, die durch ein Hebelwerk vergrößert auf eine Uhrtrommel zur Aufzeichnung gelangt.

Die Frage nach den an der Erdoberfläche möglichen absoluten Temperaturextremen läßt sich dahin beantworten, daß in äquatorialen Gegenden unmittelbar dicht über Wüstensand Temperaturen von +70 Grad Celsius auftreten können, während die bisher beobachtete tiefste Temperatur mit -78 Grad Celsius in Ostsibirien (Kältepol) gemessen wurde. In Deutschland liegen die bisherigen absoluten Höchsttemperaturen zwischen +39 bis +40 Grad Celsius (Süd- und Mitteldeutschland), die tiefste Temperatur bei -39 Grad Celsius (Oberschlesien).

7. Die Luftfeuchtigkeit

In engstem Zusammenhang mit der Temperatur steht der Wasserdampfgehalt der Luft. Seine Bestimmung wird auch meist mit Hilfe von Thermometern vorgenommen. Man braucht dazu 2 Thermometer. Von diesen dient das eine lediglich zur Bestimmung der Lufttemperatur, das andere ist ein sogenanntes feuchtes Thermometer, dessen Quecksilberkugel mit einer einfachen Lage Mull umgeben ist, die vor der Messung befeuchtet wird. An diesem feuchten Thermometer verdunstet nun das Wasser, besonders dann, wenn man dafür Sorge trägt, daß das Thermometer gut belüftet ist. Zur Verdunstung wird aber Wärme gebraucht, die dem feuchten Thermometer und der es unmittelbar umgebenden Luft entzogen wird. Die Folge ist, daß das feuchte Thermometer im allgemeinen tiefere Werte anzeigt als das gewöhnliche, trockene Thermometer, um so tiefere, je stärker das Wasser verdunstet, d.h. je trockener die Luft selbst ist. Wenn es sich dagegen um Nebelluft handelt, kann kein Wasser an dem feuchten Thermometer verdunsten, da ja die Luft schon mit Feuchtigkeit gesättigt ist, und die beiden Thermometer, das trockene und das feuchte, zeigen dann den gleichen Stand. Aus den beiden Thermometerablesungen kann man deshalb jeweils auf die Luftfeuchtigkeit schließen. Meist wird diese als sogenannte Relative Feuchtigkeit angegeben. Das ist praktisch das in Prozenten ausgedrückte Verhältnis der in der Luft wirklich vorhandenen Wasserdampfmenge zu der bei der betreffenden Temperatur höchstmöglichen Wasserdampfmenge. Die Wassermengen in Gramm ausgedrückt, die als unsichtbarer Wasserdampf in einem Kubikmeter Luft höchstens enthalten sein können, sind bei den verschiedenen Temperaturen:

-20 Grad	-10 Grad	0 Grad	+10 Grad	+20 Grad	+30 Grad
1,04	2,3	4,9	9,4	17,2	22,8 gr. pro cbm Luft.

In der Wolkenluft, wo also die Luft nicht nur mit Wasserdampf gesättigt ist, sondern die auch noch flüssiges Wasser in Form der Wolkentröpfchen enthält, sind diese Mengen natürlich noch etwas größer. Wenn bei einer Lufttemperatur von +10 Grad die relative Feuchtigkeit 50% beträgt, so sind in einem Kubikmeter dieser Luft also 1/2 mal 9,4 = 4,7 Gramm Wasser als unsichtbarer Wasserdampf enthalten.

Die relative Feuchtigkeit kann entsprechend ihrer Festsetzung nur zwischen 0 und 100% schwanken. Bei uns liegt sie im Jahresmittel zwischen 80 und 85%. Auch in Extremfällen werden 10% Feuchtigkeit nur sehr selten unterschritten.

Die relative Feuchtigkeit, die nach dem oben beschriebenen Thermometerverfahren zwar sehr genau, aber doch nur mit Hilfe von Rechentafeln bestimmt werden kann, wird von dem bekannten Haarhygrometer unmittelbar angezeigt. Dieses Gerät

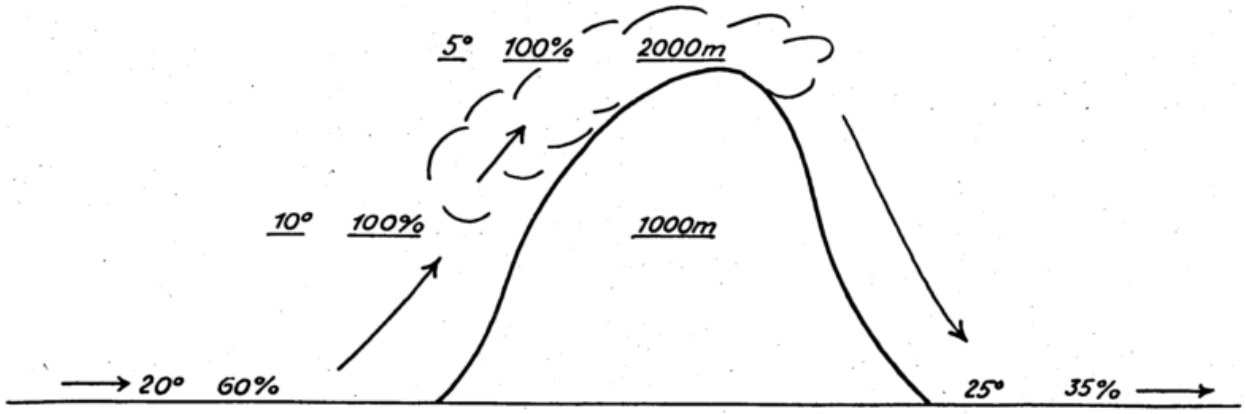
wurde 1783 zuerst konstruiert. Es besitzt als Hauptbestandteil ein entfettetes Haar, das die Eigenschaft hat, sich in feuchter Luft zu verlängern, in trockener zu verkürzen (umgekehrt wie etwa bei einem Hanfseil). Besonders gut eignen sich hierfür blonde Frauenhaare. Auch bei den Geräten, die die Feuchtigkeit fortlaufend aufschreiben, werden Haare als Feuchtigkeitsgeber verwendet, ebenso bei den Radiosonden, die zur Erforschung der hohen Atmosphärenschichten dienen. Ein Haarhygrometer, bei dem das Haar unter freiem Luftzutritt steht und das öfters etwa mit der Thermometermethode kontrolliert wird, liefert eine recht genaue Angabe der gerade herrschenden Luftfeuchtigkeit.

Die relative Feuchtigkeit zeigt einen täglichen Gang, da mittags infolge der Temperaturzunahme die relative Feuchtigkeit geringer ist als abends und morgens. Zeigt das Haarhygrometer eine von diesem Gange abweichende Feuchtigkeitsänderung an, wie wir selbst sie bei unserer weitgehenden Unempfindlichkeit gegen solche Änderungen vielleicht gar nicht wahrnehmen, so kann dies auf eine Wetteränderung hindeuten. Hierdurch hat das Haarhygrometer einen gewissen Ruf als Wetterprophet erworben. Es wird erzählt, daß ein Schäfer allein durch das Anfühlen der Rückenwolle seiner Schafe gelegentlich recht zutreffende Wettervorhersagen gemacht hat. In diesem Zusammenhang ist auch interessant, daß vielleicht die erste Luftfeuchtigkeitsbestimmung überhaupt (15. Jahrhundert) dadurch ausgeführt wurde, daß ein trockener Wolleballen, dessen Gewicht vorher bestimmt worden war, der feuchten Luft ausgesetzt und dann wieder gewogen wurde, woraus sich die Luftfeuchtigkeit errechnen ließ. Auch andere organische Substanzen sind feuchtigkeitsempfindlich. Bei dem bekannten Wetterhäuschen sorgt beispielsweise die Feuchtigkeitseinwirkung auf eine gedrehte Darmseite, daß bei hoher Feuchtigkeit der Luft das Regenmännchen, bei trockener Luft das Frauchen aus dem Häuschen heraustritt. Auch hier handelt es sich nur um die Anzeige bereits vorhandener Feuchtigkeitsverhältnisse. Ein Wetterprophet ist auch dieses Wetterhäuschen nicht, vor allem dann nicht, wenn es - wie man gelegentlich sieht - in der guten Stube an der Wand hängt.

8. Der Föhn

In vorstehendem haben wir gesehen, in welcher Weise die Feuchtigkeit mit der Lufttemperatur zusammenhängt. Die beiden anderen meteorologischen Elemente, Luftdruck und Wind, fanden wir bereits früher durch das Barische Windgesetz miteinander verbunden. Nunmehr wollen wir den Zusammenhang zwischen Luftdruck und Temperatur näher betrachten und dann das Zusammenspiel aller vier Elemente an Hand eines Beispiels erörtern. Preßt man Luft zusammen, bringt sie also unter einen höheren Druck, so erwärmt sie sich. Diese Erwärmung kann man beispielsweise beim Arbeiten mit einer Fahrradluftpumpe deutlich fühlen. Wenn sich umgekehrt die Luft entspannt, also unter niedrigeren Druck kommt, kühlt sie sich entsprechend ab. Da der Luftdruck, wie schon früher erörtert, mit der Höhe stets abnimmt, muß eine Luftmenge, die aus irgendwelchen Gründen ihre Höhenlage ändert, auch ihre Temperatur ändern, und zwar muß die Luft beim Aufsteigen eine Abkühlung, beim Absinken eine Erwärmung erfahren. Wenn auch die Luftdruckabnahme von Fall zu Fall verschieden ist, so kann man die Erwärmung, die absteigende Luft bei 100 m Höhenänderung erfährt, praktisch mit 1 Grad Celsius annehmen. Umgekehrt kühlt sich aufsteigende Luft um 1 Grad pro 100 m Höhenerhebung ab. Sobald infolge dieser Abkühlung die relative Feuchtigkeit 100% erreicht, werden die Temperaturänderungen wesentlich anders. Dies wird jedoch zweckmäßig gleich an Hand des folgenden schematischen Beispiels erörtert. Dieses Beispiel zeigt zugleich die hauptsächlichsten Vorgänge des Wettergeschehens und ist neben dem Barischen Windgesetz grundlegend für ihr Verständnis.

Wir nehmen einmal an, die Luftdruckverteilung zeige hohen Luftdruck im Süden, tiefen Druck im Norden, so daß dem Barischen Windgesetz entsprechend auf unserer Nordhalbkugel in dem betrachteten Gebiet Westwind herrschen muß (Windrichtung in der Zeichnung von links nach rechts). Die von uns bestimmte Lufttemperatur in der Nähe der Erdoberfläche sei +20 Grad, die relative Feuchtigkeit ungefähr 60%. Quer



zur Windrichtung verlaufe ein 2000 m hoher Gebirgszug, den die Luft überströmen muß. Bei dem erzwungenen Aufsteigen kommt die Luft unter niedrigeren Druck und weist wegen der Temperaturabnahme von 1 Grad pro 100 m in 1000 m Höhe nur noch +10 Grad auf. Inzwischen hat sich infolge dieser Temperaturerniedrigung die relative Feuchtigkeit erhöht. Sie beträgt in dem hier durchgerechneten Falle dann etwa 100%. Bei dem Weitersteigen der Luft wird immer mehr Wasserdampf in flüssiges Wasser überführt, und bei diesem Vorgang wird Wärme frei, wie umgekehrt ja zur Verdampfung des Wassers Wärme erforderlich ist. Diese freiwerdende Wärme verhindert ein rasches Weitersinken der Temperatur. Durchschnittlich kann man bei gesättigtfeuchter Luft nur noch mit einer Temperaturabnahme von 1/2 Grad pro 100 m Höhenerhebung rechnen. Die Luft kommt dementsprechend als gesättigt-feuchte Luft mit 5 Grad auf dem Gipfel des Berges an. Da die Luft bei 5 Grad nicht so viel Wasser enthalten kann wie bei 10 Grad, ist inzwischen auf dieser Luvseite des Gebirges eine entsprechende Wassermenge als Niederschlag ausgefallen. Bei dem nun folgenden Sinken der Luft auf der Leeseite wird die Luft schnell wieder ungesättigt, so daß wir für die Gesamthöhenänderung von 2000 m beim Abstieg wieder mit 1 Grad Temperaturabnahme pro 100 m Höhe rechnen müssen. Die Luft kommt deshalb mit 25 Grad am Fuß des Gebirges auf der Leeseite an, um 5 Grad wärmer, als sie ursprünglich gewesen ist. Gleichzeitig ist Wasser als Niederschlag ausgefallen und die Luft infolgedessen relativ wesentlich trockener. Die vorstehend geschilderte Erscheinung ist unter dem Namen "Föhn" bekannt.

9. Die Temperaturabnahme mit der Höhe

Im allgemeinen nimmt, wie wir bereits erfahren haben, die Lufttemperatur mit der Höhe ab. Von wesentlicher Bedeutung für das gesamte Himmelsbild ist aber oft die Stärke der Temperaturabnahme nach oben. Nehmen wir einmal an, diese läge zwischen 1/2 und 1 Grad pro 100 m Höhenzuwachs. Aufsteigende ungesättigte Luft (relative Feuchtigkeit unter 100%), die sich um 1 pro 100 m abkühlt, wird also in höheren Schichten mit einer Temperatur ankommen, die unter der Temperatur der umgebenden Luft liegt, denn in der ruhenden Luft nimmt die Temperatur ja weniger als 1^{o} pro 100 m ab. Die aufgestiegene Luft ist also kälter und damit schwerer als die Luft ihrer Umgebung, und die Folge ist, daß sie wieder herabsinkt, und zwar bis zu ihrer Ausgangslage. Sänke sie weiter, so wäre sie wärmer, also leichter als die Luft ihrer Umgebung und müßte wieder aufsteigen. Die angenommene Temperaturabnahme der ruhenden Luft von 1/2 - 1^{o} pro 100 m setzt also Senkrechtbewegungen ungesättigter Luft einen Widerstand entgegen.

Anders werden die Verhältnisse, wenn wir in derselben ruhenden Luft jetzt aufsteigende gesättigte Luft (relative Feuchtigkeit 100%) betrachten. Diese kühlt sich beim Aufsteigen nur um $1/2^{o}$ pro 100 m ab, ist also nach dem Aufsteigen wärmer und

damit leichter als die Luft der neuen Umgebung - und sie steigt weiter auf. Bei der angenommenen Temperaturabnahme der ruhenden Luft von 1/2 - 1° pro 100 m werden also Senkrechtbewegungen gesättigter Luft begünstigt.

Ein kleiner Anstoß genügt - ein solcher ist in der ruhelosen Atmosphäre stets vorhanden -, und ein Luftquantum steigt selbständig nach oben. In Anlehnung an den normalen Sprachgebrauch spricht man von "labil"; im umgekehrten Falle, wo ein Luftquantum von selbst wieder in seine Ausgangslage zurückkehrt, von "stabil". Wir können also aussprechen: In bezug auf ungesättigte Luft ist eine Temperaturabnahme von 1/2-1° pro 100 m als stabile Schichtung, in bezug auf gesättigte Luft als labile Schichtung zu betrachten. Weiter können wir folgern: Eine Temperaturabnahme von weniger als 1/2° pro 100 m bedeutet sowohl für ungesättigte als auch gesättigte Luft stabile Schichtung, eine solche von mehr als 1° pro 100 m - die aber in der Atmosphäre über größere Höhenerstreckungen und längere Zeitdauer nicht vorkommt - bedeutet sowohl für ungesättigte als auch gesättigte Luft labile Schichtung.

Dem Himmelsbild sieht man meist an, ob die Schichtung stabil oder labil ist. Bei stabiler Schichtung, bei der die Senkrechtbewegungen der Luft also behindert werden, sind die Wolken hauptsächlich in der waagerechten Richtung ausgeprägt, oft überdeckt eine einförmige, konturlose Wolkendecke den Himmel, etwaiger Regen fällt anhaltend gleichförmig. Bei labiler Schichtung allerdings zeigen die Wolken einen hochaufgetürmten Aufbau, oft an Blumenkohl oder mächtige Gebirge erinnernd. Zwischen ihnen ist der blaue Himmel sichtbar als Ausdruck der Tatsache, daß die in den aufgetürmten Wolken aufsteigende Luft in der Umgebung wieder herabsinkt. Etwaiger Regen fällt in Form von Schauern, bisweilen treten Gewitter auf als Ausdruck stärkster Labilität.

Labile und stabile Schichtung können rasch wechseln. Labilisierung tritt nach dem Gesagten ein, wenn entweder in den höheren Schichten Kaltluft herangeführt wird oder in den unteren Schichten Warmluft - oder natürlich, wenn beides der Fall ist. Bekannt ist, daß Schauer am häufigsten nachmittags auftreten, wenn durch die Sonnenstrahlung der Boden und damit die unteren Luftschichten stark erwärmt werden. Stabilisierung tritt naturgemäß in den entgegengesetzten Fällen ein. Die Beachtung dieser beiden fundamentalen Begriffe macht die tägliche Beobachtung der Himmelsbilder zu einer reizvollen und lehrreichen Beschäftigung.

10. Das Wetter im Hoch

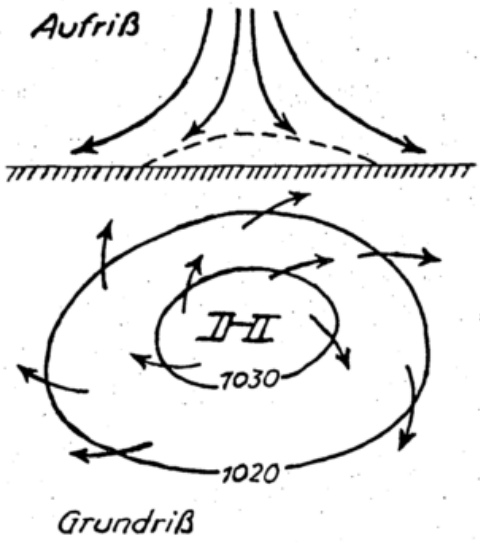
Die Wettervorgänge, wie sie sich bei dem Strömen der Luft über ein Gebirge einstellen, finden wir unabhängig von solchen festen Strömungshindernissen auch in der freien Atmosphäre. Mit Hilfe der bei dem Föhnbeispiel erörterten Gesetzmäßigkeiten in dem Verhalten der Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit können wir uns Rechenschaft geben über die gegensätzlichen Wetterverhältnisse eines Hochdruckgebietes und eines Tiefdruckgebietes.

Wir hatten schon früher bemerkt, daß die Luft nicht unmittelbar vom Hoch zum Tief strömt, sondern - infolge der ablenkenden Kraft der Erdumdrehung - in Richtung der Isobaren. In den unteren Luftschichten (etwa bis 500-1000 m Höhe), wo infolge der mannigfachen Reibungseinflüsse vom Erdboden her die Luft in ihrer Geschwindigkeit gebremst wird, ist natürlich auch diese ablenkende Kraft der Erdumdrehung geringer, so daß in dieser Reibungsschicht der Wind, der sogenannte Bodenwind, nicht bis in die Isobarenrichtung abgelenkt wird, sondern einen merklichen Winkel zu dieser Richtung bildet. In dem nachstehenden Grundriß sind in dem Hoch die Richtungen der Bodenwinde durch Pfeile angedeutet. Man sieht, daß die Bodenwinde die Luft aus den unteren Schichten des Hochs allseitig wegführen. Für diese abfließende Luft muß nun Ersatz geschaffen werden, und dieser Nachschub kann ersichtlich nur aus den höheren Luftschichten kommen. In der Aufrißzeichnung ist diese Vertikalbewegung der Luft durch die von oben nach unten führenden Strömungspfeile zum Ausdruck gebracht. Absinkende Luftbewegung führt aber, wie wir wissen, zu einer Temperatursteigerung und einer starken Abnahme der relativen Feuchtigkeit, d.h. zur Wolkenauslösung. Damit ist erklärt, warum in einem Hoch wolkenloses, warmes Wetter herrschen muß.

Die Wetterlage scheint allerdings dem manchmal zu widersprechen. Trotz hohen Druckes haben wir gelegentlich neblig-bedecktes Wetter bei verhältnismäßig niedrigen Temperaturen. Den Schlüssel für das Verständnis dieses merkwürdigen Befundes liefern uns die aerologischen Messungen. Am 6.3.48 lagen beispielsweise solche – besonders extreme – Verhältnisse vor:

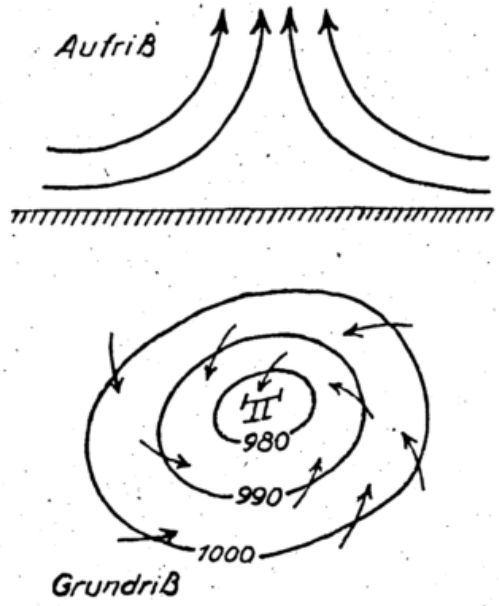
Höhe:	Boden	200 m	500 m	800 m	2300 m	2600 m	3200 m	5300 m
Temperatur:	–3	–4	+11	+13	+5	+5	+1	–18 Grad
Feuchtigkeit:	92%	85%	60%	43%	30%	30%	30%	26%

Man sieht, daß das kalte, nebelfeuchte Wetter auf die untere 200 m dicke Luftschicht beschränkt ist. Darüber haben wir bei rasch abnehmender Feuchte einen kräftigen Temperaturanstieg mit der Höhe, der in 800 m +13 Grad erreicht. Da die Temperatur sonst mit der Höhe abnimmt, bezeichnet man eine solche Höhentemperaturverteilung als Temperaturumkehr oder Inversion. Eine kleine Inversion befindet sich noch bei 2 600 m Höhe; von da an nimmt aber die Temperatur zunächst langsam, dann schneller ab. Die Abnahme erreicht schließlich den Wert von 0, 9 Grad pro 100 m. Das wolkenlose, trockene und warme Hochdruckwetter hat sich also in diesem Falle nicht bis zum Erdboden durchgesetzt, sondern befindet sich erst oberhalb 200 m. Diese Erscheinung ist in der kalten Jahreszeit öfters zu beobachten. Sie hat im Gebirge zu der Regel geführt: Steigt man im Winter um einen Stock, kann man ausziehen einen Rock. Die windschwache Bodenkaltluftschicht verdankt der im Winterhalbjahr recht wirksamen Ausstrahlung ihre Entstehung und führt, sobald die Bodenluft von sich aus schon feucht ist, zu verbreiteten Nebeln und Hochnebeln, die tagsüber im Gegensatz zum Sommer von der Sonne nicht aufgelöst werden können. In der Aufrißzeichnung soll die gestrichelte Linie die Obergrenze einer solchen, möglichen Kaltluftschicht bedeuten. Die absteigende Luftbewegung im Hoch ist dann erst oberhalb dieser Linie wirksam, während die Bodenkaltluft wie eine dünne Haut ohne Bewegung am Erdboden klebt.



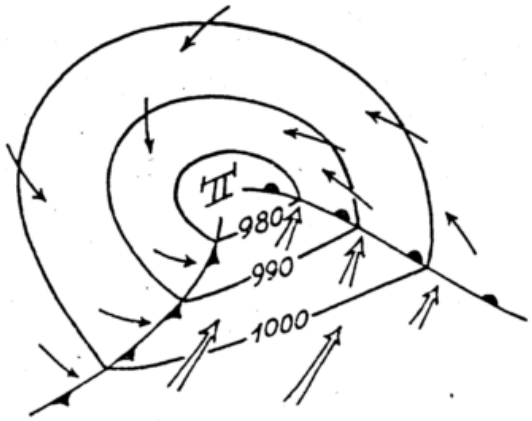
11. Das Wetter im Tief

Die Bodenreibung, die beim Hochdruckgebiet das Abströmen der Luft aus den unteren Schichten des Hochs verursacht, ist natürlich auch bei der Strömung um ein Tief wirksam. Auch hier dreht der Wind der unteren Schichten nicht ganz in die Isobarenrichtung, sondern bildet mit dieser jeweils einen Winkel, so wie das der nebenstehende Grundriß zeigt. Nach dem Inneren des Tiefs erfolgt ersichtlich ein Zusammenströmen der Luft, was zwangsläufig zum Aufsteigen der Luft in die Höhe über diesen inneren Teilen des Tiefs führen muß. Das Aufsteigen der Luft (siehe Aufriß) bringt aber bekanntlich infolge der dabei einsetzen-



den Abkühlung der Luft Wolkenbildung und schließlich Niederschlag mit sich. Aus dieser Betrachtung wird deutlich, daß das Tief grundsätzlich der Träger von schlechtem Wetter sein muß. Man spricht demgemäß auch oft von Tiefdruckwetter.

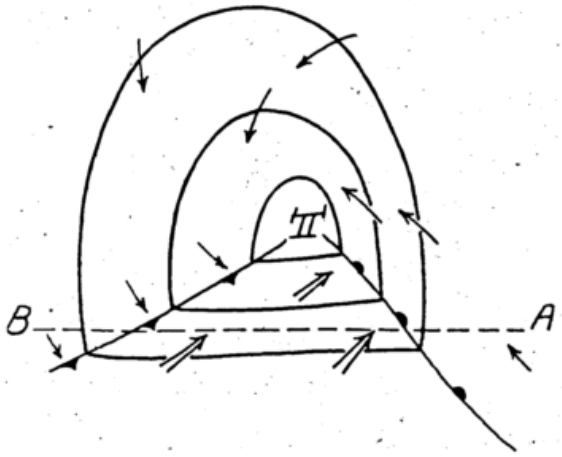
Bei der Darstellung der Hochdruckwetterverhältnisse sahen wir bereits, daß gelegentlich wesentliche Abänderungen von dem grundsätzlichen Schema vorkommen können. Bei dem Tief ist das noch in weit stärkerem Ausmaß der Fall. Nach dem Schema müßte sich das Schlechtwetter auf die inneren Teile des Tiefs beschränken; in Wirklichkeit findet man aber darüber hinaus meist mehrere Streifen schlechten Wetters, die sich von Zentrum des Tiefs radial nach außen hinziehen. Das hängt damit zusammen, daß die einem Tief zuströmende Luft nicht einheitlich ist. Sie setzt sich aus Luftmassen zusammen, die sehr verschiedenen Ursprungs sind und die deshalb sehr verschiedene Eigenschaften, insbesondere verschiedene Wärmeinhalte aufweisen. Wir wollen einmal den einfachsten Fall annehmen, daß es sich dabei um zwei wesentlich voneinander verschiedene Luftmassen handelt - warme Luft aus südlichen Breiten und aus dem Norden strömende kältere Luft. In der nebenstehenden schematischen Wetterkarte sind die Südwestwinde als Windpfeile in der Warmluft doppelt, die Windpfeile in der Kaltluft einfach gezeichnet. Es ergibt sich ein zungenförmiges Hineinragen der Warmluft in das Tief, wobei die beiden Begrenzungslinien der Zunge von wesentlich verschiedenem Charakter sind. Bei der rechten Begrenzungslinie (—●—●—●—●—) dringt die Warmluft ersichtlich gegen die Kaltluft vor; deshalb wird diese Linie als Warmfront bezeichnet. Auf der linken Begrenzungslinie ist in bezug auf diese Linie (▼▼▼▼▼) die Kaltluft im Vordringen; entsprechend heißt diese Begrenzung Kaltfront. Wenn aber zwei verschiedene Luftmassen gegeneinander geführt werden, wie das offensichtlich in den beiden genannten Fronten erfolgt, so muß eine davon, und zwar die leichtere, in die Höhe ausweichen bzw. dorthin gedrängt werden. Bei gleichem Druck ist aber bekanntlich die wärmere Luft leichter als die kältere. Die warme Luft muß also aufsteigen. Es ist dies nicht ein einfaches senkrechtes Aufsteigen, sondern - wie die aerologischen Untersuchungen gezeigt haben - gleitet die Warmluft an der Kaltluft hinauf, so daß die obere Begrenzung der Kaltluft mit der Erdoberfläche einen im allgemeinen flachen Keil bildet (Steigung durchschnittlich 1 : 100). Wie spitz dieser Keil im Einzelfall wird, hängt insbesondere von den Strömungsverhältnissen der beiden Luftmassen ab.

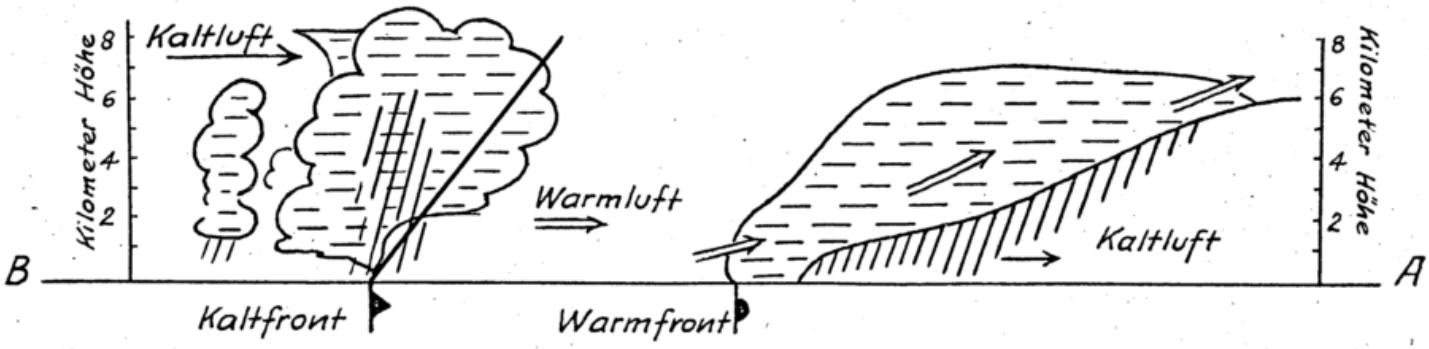


12. Der Aufbau der Wetterfronten

Denkt man sich längs der Linien A - B in der nachstehenden Wetterkarte einen Vertikalschnitt ausgeführt, so sieht dieser Aufriß entsprechend den aerologischen Beobachtungen etwa so aus, wie die nachstehende Figur schematisch zeigt. Die Obergrenze der auf der Ostseite des Tiefs befindlichen Kaltluft hat eine Neigung von etwa 1 : 100 nach Westen, fällt also nach Westen zu viel langsamer ab, als die der besseren Deutlichkeit halber sehr stark überhöhte Zeichnung erkennen läßt. An dieser Kaltluftobergrenze schiebt sich die Warmluft in die Höhe, da sie eine größere Geschwindigkeit nach Osten besitzt als die Kaltluft, die keine - oder - wie in der Zeichnung angenommen - nur eine geringe - West-Ostgeschwindigkeit aufweist. (Beachte die verschiedene Länge der Pfeile; in der Warmluft sind diese doppelt, in der Kaltluft einfach gezeichnet.) Bei dem Aufgleiten der Warmluft tritt - wie wir wissen - Abkühlung und damit Wolkenbildung und schließlich Niederschlag ein. Insgesamt weist die Luft dabei eine stabile Schichtung auf. In der Zeichnung sind die Räume, die mit

Wolken erfüllt sind, waagerecht schraffiert, der Niederschlag ist durch senkrechte Schraffur gekennzeichnet. Schreiten wir von A in Richtung nach B fort, so ergibt sich folgendes für das Aufgleiten einer Warmluft typische Bild: Zunächst beobachten wir in großer Höhe feine, weiße Federwolken, die aber an Menge schnell zunehmen und die sich schließlich zu einem weißen Schleier verdichten, durch den die Sonne – gelegentlich mit einem farbigen Ring umgeben – noch durchscheint. Diese Wolkenschicht wird aber bald von einer dichteren und dunkleren geschlossenen

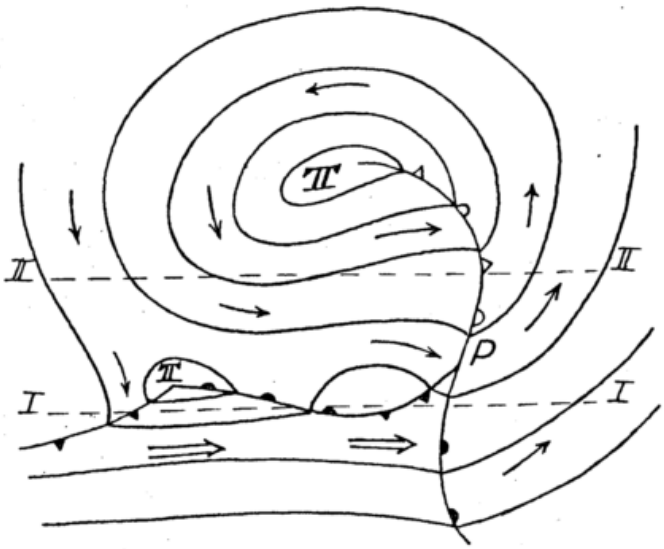


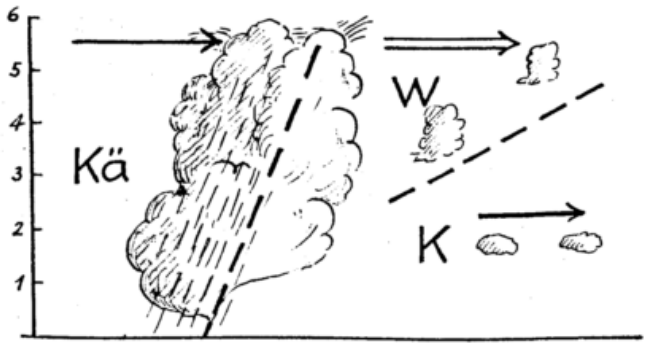


Schichtwolke abgelöst, unter der in zunehmendem Maß auch noch tiefere Wolkenbänke zu sehen sind. Diese letzteren rühren bereits von Niederschlag her, der aus der hohen Schichtwolke stammt, vor Erreichen des Bodens aber noch verdampfte. Bei der weiteren Annäherung der Warmfront wird die Wolkenschicht immer dichter und niedriger, und es fällt schließlich verbreitet Niederschlag, der sogenannte Landregen. Haben wir die eigentliche Warmfront erreicht, d.h. tritt am Boden selbst Erwärmung ein, so geht der Landregen gelegentlich in feines Nieseln über, besonders dann, wenn in der Front die Wolken am Boden aufliegen, also Nebel beobachtet wird. Hat sich die Warmluft ganz durchgesetzt, so ist nur geringe Bewölkung vorhanden, tagsüber leichte Haufenwolkenbildung. Diese verschwindet aber, sobald in hohen und mittelhohen Schichten die sogenannten Schäfchenwolken auftreten, die das Herannahen der Kaltluft anzeigen. Wegen der größeren Windgeschwindigkeit kommt über einem festen Ort die Kaltluft in der Höhe früher an als am Boden; dies bedeutet nach dem unter Abschnitt 9 Gesagten Labilisierung, und zwar längs der gesamten Frontlinie. Das Aufsteigen der Luft im Frontbereich wird begünstigt durch ein Zusammenströmen der Luft in den unteren Schichten, wie er durch den bereits besprochenen Knick in den Isobaren zum Ausdruck kommt. Wird im Kaltluftbereich die Schichtung besonders stark labil, kommt es zu den bekannten Kaltfrontgewittern, zu Graupel- und Hagelschauern. Hinter der Front, also im Bereiche der Kaltluft, tritt meist Aufheiterung ein.

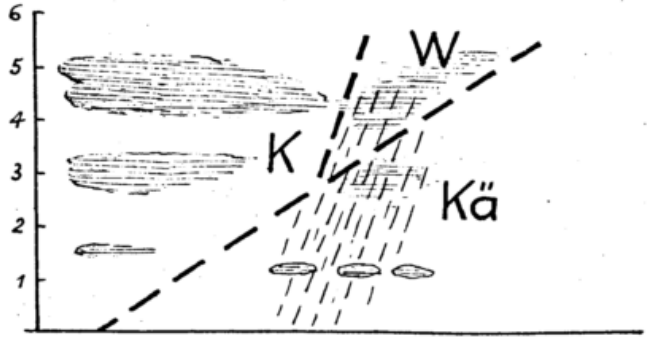
Der vorstehend besprochene Vertikalschnitt gehört zu einem Tief mit einem verhältnismäßig breiten Warmluftsektor. Die Tiefdruckgebiete, die bei uns wetterwirksam werden, haben aber meist das Aussehen und den Aufbau, wie er nachstehend skizziert ist. Wiederum sind in der Kaltluft die Strömungspfeile einfach, in der Warmluft doppelt gezeichnet. Ein Vertikalschnitt I-I führt in diesem Fall gleich durch 2 Warmluftsektoren, und zwar den des Haupttiefs und denjenigen des Randtiefs links. Während der Warmluftsektor des Randtiefs noch verhältnismäßig breit ist, zeigt der des Haupttiefs eine starke Einengung. Ein Vertikalschnitt II-II läßt den Warmluftsektor

des Haupttiefs am Boden überhaupt nicht mehr erkennen. Das Verdrängen der Warmluft vom Boden ist offenbar verursacht durch die schneller von Westen hinter ihr nachdringende Kaltluft. Den Vorgang des Abhebens der Warmluft vom Erdboden bezeichnet man mit dem Fremdwort "Okklusion". Entsprechend entsteht in der Wetterkarte, wenn die Kaltfront die Warmfront eingeholt hat, die Okklusionsfront. Sie wird mit dem Symbol ⌒⌒⌒⌒ bezeichnet. In der Okklusionsfront haben sich die Wolken- und Niederschlagssysteme der beiden ursprünglich getrennten Kalt- und Warmfront zusammengeschlossen. Da aber neben der Warmluft zwei - unter Umständen recht verschiedene - Kaltluftmassen dabei beteiligt sind, muß man strenggenommen zwei Fälle unterscheiden. Diese sind in den Aufrißzeichnungen schematisch dargestellt. Die Warmluft ist dort mit W, die Kaltluft mit K und die jeweils kälteste Luft mit Kä bezeichnet. Bei der kalten Okklusion ist die einbrechende Kaltluft die kälteste und ruft dementsprechend auch einen merklichen Temperaturrückgang am Boden hervor; außerdem verraten die Bewölkungs- und Niederschlagsverhältnisse dieser Front einen stärkeren Schauercharakter (labil) als dieses bei der warmen Okklusion der Fall ist, wo im ganzen genommen das Aufgleiten und damit die Schichtbewölkung und gleichmäßiger Niederschlag überwiegen (stabil). (Auf unseren veröffentlichten Wetterkarten werden diese beiden Okklusionsarten nicht unterschieden.) Das Anheben der Warmluft im Bereich einer Okklusion vollzieht sich ziemlich rasch. Drei getrennte Luftmassen kann man daher nur im Anfangsstadium der Okklusion nachweisen: Bereits nach 1 bis 2 Tagen ist die Warmluft in Höhen emporgehoben, wo sie wetterwirksam ist, und außerdem wird sie dort bald völlig verwirbelt, so daß man sie gar nicht mehr nachweisen kann. Eine Okklusion wandelt sich daher meist bald in eine Kaltfront um. Die Bezeichnung als Okklusionsfront behält man in der Wetterkarte aber oft bei, um die Entstehungsgeschichte der Front zu berücksichtigen.





Kalte Okklusion



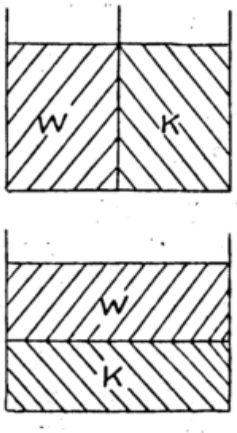
Warme Okklusion

Die Wetterwirksamkeit der Fronten ist im Einzelfall sehr unterschiedlich. Es kommt beispielsweise häufig vor, daß Fronten gar keinen oder nur stellenweise Niederschlag liefern, während bei anderer Gelegenheit Starkregen beobachtet werden,

die an demselben Ort binnen 24 Stunden eine Ergiebigkeit von gleich mehreren durchschnittlichen Monatsniederschlägen aufweisen. Diese unterschiedliche Niederschlagstätigkeit in den Fronten hängt nicht nur von den Temperatur- und Feuchtigkeitsgegensätzen der in der Front zusammengeführten Luftmassen ab. Es ist klar, daß eine langsam ziehende oder gar festliegende Front an einem bestimmten Ort eine größere Niederschlagsmenge liefern kann als eine schnell bewegte Front. Für die letztere gilt die bekannte Regel, daß der Wind den Regen vertreibt. Aber auch die Jahreszeiten sind für die Ausbildung der Fronten von großer Bedeutung. Im Sommer sind beispielsweise die Kaltfronten bei uns viel stärker wirksam als die Warmfronten, da dann die Einstrahlung über dem Festland einen scharfen Temperaturgegensatz gegenüber der über dem Wasser sich nur langsam erwärmenden Westluft hervorruft. Ausserdem bewirkt die sommerliche Bodenerwärmung eine stärkere Labilität. Umgekehrt bewirkt im Winter die größere Ausstrahlung über dem Kontinent, daß die milde, von Westen herankommende Meeresluft eine stark ausgeprägte Warmfront gegenüber der festländischen Kaltluft bildet. Die jahreszeitlichen Temperaturgegensätze zwischen Festland und Meer führen gelegentlich sogar zu scheinbaren Widersprüchen zwischen Wetterkarte und Wettervorhersage. Im Sommer kann nämlich die Warmfront eines atlantischen Tiefs beim Übertritt auf das Festland in den untersten Schichten, in denen sich unser Leben abspielt, eine Abkühlung bringen, wenn nämlich vor dem Bewölkungsaufzug der Warmfront - also in der davor liegenden Kaltluft - infolge starker Sonneneinstrahlung in diesen untersten Schichten eine Überhitzung eingetreten war. Ebenso häufig ist im Winter der Fall zu beobachten, daß der Warmluftsektor eines Tiefs über dem Festland infolge starker Ausstrahlung in den untersten Schichten nicht zur Geltung kommt und daß erst die nachfolgende Kaltfront infolge der Windzunahme die alte Kaltlufthaut wegräumt, was natürlich - wenigstens zunächst - mit einer Erwärmung verbunden sein kann.

13. Zur Entstehung des Tiefs

Wir sehen auf den Wetterkarten, daß die Hochdruckgebiete im allgemeinen eine größere Beharrung an Ort und Stelle zeigen als die meist schneller beweglichen Tiefs. Außerdem beobachten wir, daß in südlichen Breiten - oft in der Nähe der Azoren - ein Hoch vorhanden ist und daneben hoher Druck über Grönland oder über dem nördlichen Eismeer. Da in den Hochdruckgebieten wolkenarmes Wetter herrscht, also sowohl Sonneneinstrahlung wie andererseits aber auch die nächtliche Ausstrahlung recht wirksam werden, wird infolge der Bestrahlungsverhältnisse der Erdkugel im südlichen Hoch fortdauernd Warmluft erzeugt, während die Luft in dem nördlichen Hoch wesentlich kälter bleiben muß. Dieser Temperaturunterschied ist jedenfalls in den unteren 10 km Höhe wirksam. Da Kaltluft unter gleichem Druck schwerer ist als Warmluft, haben wir die ähnlichen Verhältnisse vorliegen, wie in dem folgenden Versuch: In einem - in der Mitte durch eine Trennwand geteilten - Gefäß denken wir uns etwa rechts eine schwere Flüssigkeit K und daneben links eine leichtere Flüssigkeit W (etwa Wasser und Öl). Entfernen wir nun die senkrechte Trennwand, so kann dieser Zustand offensichtlich nicht bestehen bleiben; es muß sich binnen kurzem die leichte Flüssigkeit über die schwere geschichtet haben, so wie das die zweite Figur zum Ausdruck bringt. Entsprechend kann auch das Nebeneinander des warmen Hochs und des kalten Hochs im allgemeinen kein Gleichgewichtszustand sein. Es muß eine Bewegung der Luftmassen gegeneinander einsetzen, derart, daß im Endzustand die Warmluft über die Kaltluft geschichtet ist - und diese Übereinanderschichtung erfolgt (wegen der Wirksamkeit der ablenkenden Kraft der Erdrotation) in dem zwischen den beiden Hochs gelegenen Tiefdruckgebiet, in Sonderheit längs der Fronten dieses Tiefs, wo die Warmluft jeweils in die Höhe geschafft wird. Die Tiefdrucktätigkeit muß solange anhalten, wie Temperaturunterschiede in horizontaler Richtung vorhanden sind; erst nach Ausgleichung dieser Temperaturgegensätze ist die Aufgabe des Tiefs beendet, und es verfällt der Auffüllung.



Welche Wettererscheinungen erleben wir beim Vorüberzug eines Tiefdruckgebietes?

(Wetterlage vom 11. - 13. November 1947)

In der "Kleinen Wetterkunde" sind die Erscheinungen und physikalischen Zusammenhänge des Wetters in ihren Grundzügen erörtert und systematisch dargestellt worden. Nun sollen diese allgemeinen Erkenntnisse an dem Beispiel eines wirklichen Wetterablaufs beschrieben und lebendig gemacht werden. Dazu ist die Wetterentwicklung vom 11. bis 13. November 1947 gewählt worden, in welchen Tagen ein Sturmtief vom Atlantik her hart nördlich von Schleswig-Holstein vorüberzog. Wir wollen an unsere Untersuchungen möglichst vielseitig herangehen und für jeden Tag die Wetterkarte von 07 Uhr MEZ, den Himmelsanblick, die Registrierungen in der Klimahütte und die aerologischen Aufstiege zur Beschreibung heranziehen.

11. November 1947

Die Wetterkarte (siehe Anlg. 1) zeigt ein Hoch über Südwesteuropa, ein Tief über Westrußland und ein weiteres nordwestlich Irland. Mitteleuropa ist von der kühlen West- bis Nordwestströmung auf der Rückseite des westrussischen Tiefs überflutet; die Bodentemperaturen betragen 5 - 7 Grad. Vielfach kommt es in dieser Kaltluft zu Schauern (Symbol: $\dot{\nabla}$) als Ausdruck labiler Schichtung. Auf der Südseite des vor Irland erschienenen Tiefs dringt aber eine warme feuchte Südwestströmung ("maritime Warmluft" aus dem Azorenraum) gegen Mitteleuropa heran, mit Temperaturen von etwa 14 Grad. Diese wärmere (leichtere!) Luft gleitet an der vorgelagerten kälteren Luft auf. Dadurch entsteht vor der Warmfront "W" ein Regengebiet (in der Karte schraffiert), welches mit der Warmluftströmung ostwärts vordringt.

Diese Schlechtwetterentwicklung wird auch angekündigt durch den Himmelsanblick: das Wolkenbild und seine Veränderungen. Am Morgen des 11. November beobachten wir über Schleswig-Holstein aufgebrochene Bewölkung, vorwiegend starke Quellwolkenformen, aus denen stellenweise Schauer fallen. Aber schon am Vormittag ziehen Cirruswolken - die hohen, weißen, aus Eiskristallen bestehenden Federwolken - auf, verschleiern allmählich das Himmelsblau und verdichten sich zu einer grauen, mittelhohen Schichtwolke, aus der anfangs unregelmäßig, schließlich anhaltender Regen fällt.

Betrachten wir nun den Gang unserer Registrierinstrumente (siehe Anlg. 4): Seit dem Morgen beginnt der Luftdruck zu fallen, bei starker Höhenströmung und dichtem Cirrus-Aufzug ein untrügliches Schlechtwetterzeichen! Die Niederschlagsregistrierung läßt eine Reihe von Schauern erkennen, dazwischen niederschlagsfreie Zeiten (Treppenkurve); vom Nachmittag ab aber zeigt die Niederschlagskurve anhaltenden Regen wechselnder Stärke an. Die Temperaturregistrierung weist in den Mittagsstunden einen vorübergehenden Anstieg von 7 auf 9 Grad auf. Das ist aber nicht etwa schon die Warmfront, sondern eine tageszeitliche Erscheinung; denn in den Schauerpausen dringt ja noch schwacher gedämpfter Sonnenschein durch den hohen Wolkenaufzug. Für diesen tageszeitlichen Temperaturgang ist es auch charakteristisch, daß gleichzeitig die relative Feuchte die umgekehrte Schwankung ausführt.

Die Wetterveränderung, auf die uns Wetterkarte, Luftdruckgang und Himmelsanblick hinweisen, kündigt auch der Radiosondenaufstieg an: Im Vergleich zwischen dem 10. November 23 Uhr und dem 11. November 11 Uhr ist bis 4100 m Höhe die Temperatur wenig geändert, darüber jedoch Erwärmung um 8 - 12 Grad eingetreten. Wir können also dem Aufstieg entnehmen, daß die schräg geneigte Warmluftfläche in Husum in etwa 4100 m Höhe liegt (in unserem Vertikalschnitt auf Anlg. 1 um 07 Ihr entsprechend höher, nämlich bei 4500 m Höhe, gezeichnet). Die relative Feuchte ist in der Höhe gegenüber dem Vortag gestiegen, teils weil die anströmende Warmluft einen

höheren Feuchtegehalt hat, zum anderen Teil aber auch als eine Folge des Aufgleitens der Warmluft. In der "Kleinen Wetterkunde" wurde ausgeführt, daß sich Luft, welche aufsteigt, also unter tieferen Druck kommt, abkühlt und somit dem Taupunkt nähert, daß also mit anderen Worten ihre relative Feuchte steigt, bis schließlich bei 100% relativer Feuchte Wolkenbildung und Niederschlag eintritt.

12. November 1947

Das gestern nordwestlich von Irland gelegene Tief ist bis heute zur mittleren Nordsee gezogen. Aus den starken Temperaturgegensätzen hat es Energie gewonnen und sich von 995 auf 985 Millibar vertieft. Die Warmfront erreicht eben die Westküste von Schleswig-Holstein. Die Kaltfront ist bis zur westlichen Nordsee vorgedrungen und wird die Warmfront bald einholen. Diese Tatsache, daß die Kaltfront sich schneller bewegt als die Warmfront, sich dieser nähert und schließlich zur "Okklusion" führt, ist ja der normale Vorgang in der Lebensgeschichte einer Zyklone. In unserem Beispiel folgen also Warm- und Kaltfront aufeinander, wie wir auch an unseren Registrierungen feststellen werden.

Bei geschlossener, dunkler, vertikal hochreichender Regenbewölkung hat der am Vortag begonnene Regen mit wechselnder Stärke angehalten bis zum Durchgang der Warmfront gegen 10.00 Uhr: Der Wind dreht jetzt von Süd auf Südwest, der starke Regen geht in leichten Sprühregen über, die Temperatur steigt von 6,5 Grad rasch bis über 11 Grad an und erreicht das Maximum gegen 12 Uhr mit 12,5 Grad. Zu gleicher Zeit (10 Uhr) hört der starke Druckfall auf (siehe Anlg. 4). Zu einer Auflockerung der Bewölkung kommt es aber in der Warmluft nicht, da die Kaltfront K 1 rasch nachfolgt. Sie zieht um 12 Uhr durch mit kräftigem Regenschauer und Temperaturrückgang von 12,5 auf 10,5 Grad. Auch nach Durchzug dieser Kaltfront zeigt der Himmel nur ganz vereinzelte Wolkenlücken, da noch weitere Kaltluftstaffeln folgen, so vor allem gegen 20 Uhr (K 2); der hiermit verbundene Temperaturrückgang von 10,5 auf 7,5 Grad erfolgt aber nicht sprunghaft; dies ist mit ein Grund, weshalb K 2 ohne Niederschlag durchzieht. Mit dieser zweiten Kaltluftstaffel setzt endgültiger Druckanstieg ein.

Der Aufstieg von Husum findet noch in der Warmluft statt, aber unmittelbar vor dem Einbruch der Kaltfront K 1. Die Erwärmung von etwa 6 Grad gegenüber dem Vortag ist hauptsächlich unterhalb 4100 m eingetreten. Die relative Feuchte beträgt fast durchweg 100%, woraus man auf eine geschlossene, hochreichende Bewölkung schließen kann: die Wolkenmasse am Vorderrand der ankommenden K 1. Bemerkenswert ist der Höhenwind: Während in unteren Schichten noch Südwestwind herrscht, wird in der Höhe eine starke Westnordwestströmung gemessen.

13. November 1947

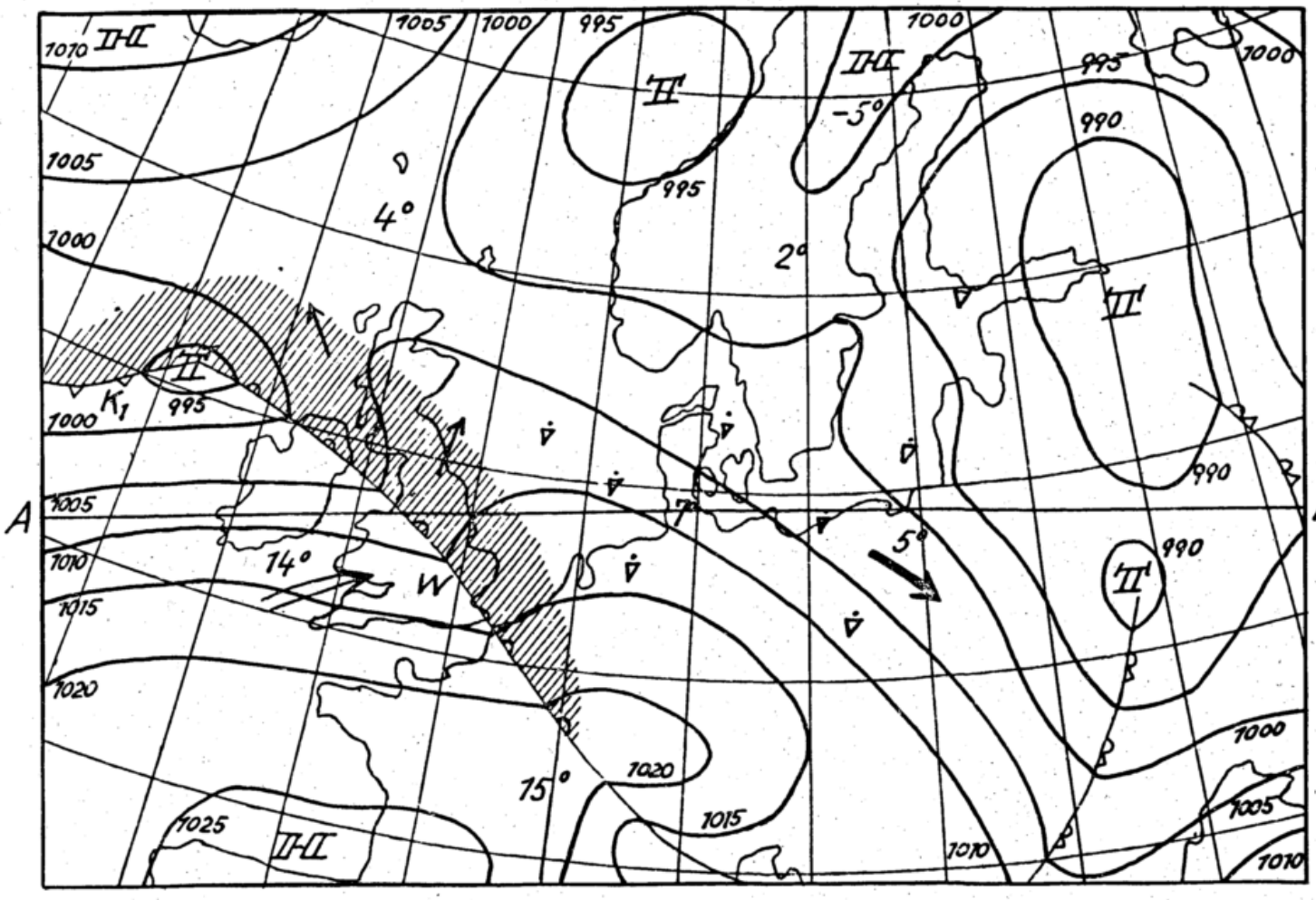
Auf der Wetterkarte des 13. November liegt das Nordseetief des Vortages bereits über der südöstlichen Ostsee und Lettland mit nunmehr 980 mb. Der Warmsektor ist nur noch sehr schmal, im innersten Teil der Zyklone bereits "okkludiert". Die Temperatur der Warmluft in Bodennähe ist seit dem 12. von 14 auf 9 Grad, die Temperatur der K 1 - Luft von 12 auf 10 Grad zurückgegangen. Als Ursache dieses Temperaturrückganges ist die im Winterhalbjahr abkühlende Wirkung des Landes anzusehen. An der Kaltfront K 1 hat sich über Frankreich eine Randstörung gebildet. Sie liegt aber so weit südlich, daß sie bei ihrer Ostbewegung das Wetter Nordwestdeutschlands nicht mehr beeinflussen wird. Dieses ist inzwischen völlig von Kaltluft überflutet; auch die K 2 - Front ist schon bis Mitteldeutschland vorgedrungen. Das norddeutsche Küstengebiet wird in den Morgenstunden von einer Schauerzone überquert, wie sie innerhalb hochreichender Kaltluft sich leicht über den noch warmen Seegebieten und ihren Küsten ausbilden.

Dem Charakter der hochreichenden Kaltluft entspricht der Himmelsanblick: Es überwiegt kräftige Quellbewölkung, aus der einzelne Schauer fallen, zum Teil als Graupel infolge der sehr tiefen Temperaturen in der Höhe (in 5000 m -30 Grad!). Zwischen den Schauerwolken ist reiner blauer Himmel sichtbar, die Sicht ist außer-

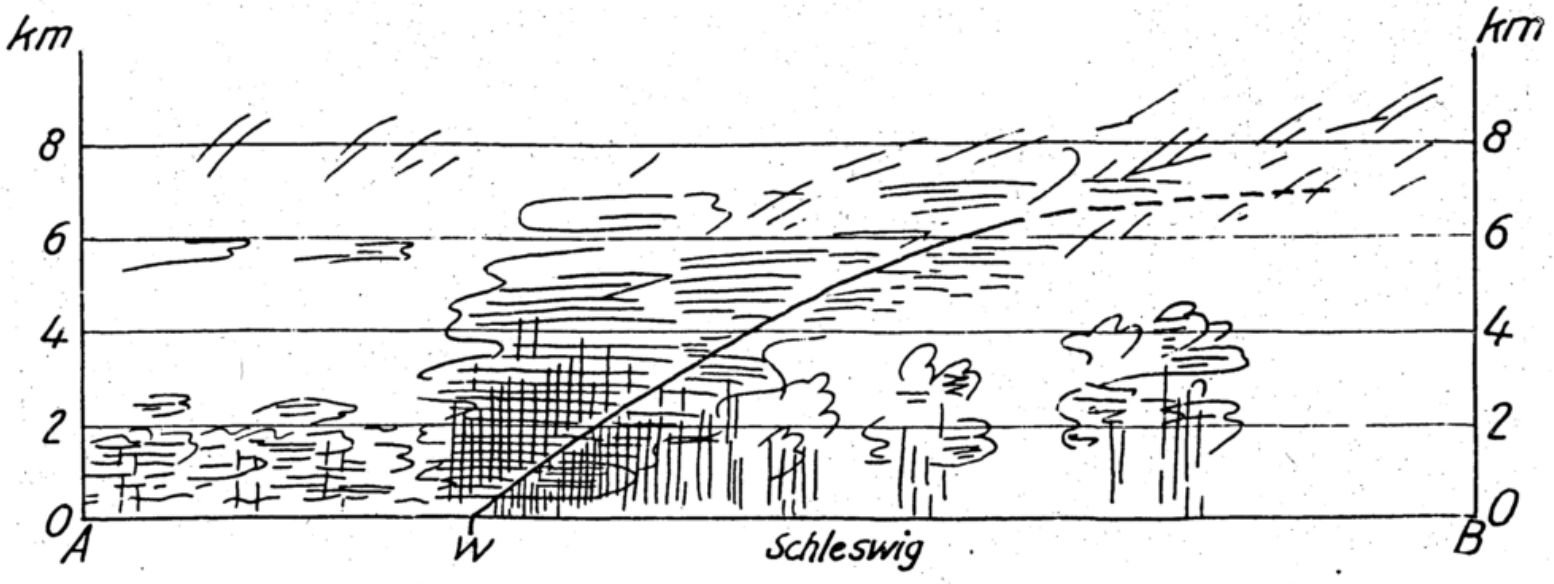
halb der Schauer außergewöhnlich gut, charakteristisch für frische Polarluft, welche frei von Staub und Blütenpollen ist. Die Schleswiger Registrierungen zeigen kleinere Unregelmäßigkeiten, wie sie innerhalb der Kaltluft bei "Rückseitenwetter" auftreten. Der Druck steigt im ganzen, zeigt aber viele kleine Zacken und Unregelmäßigkeiten, besonders während der Schauer in den Morgenstunden. Die Temperatur hat einen tageszeitlichen Gang, ähnlich wie am 11. November.

Der Radiosondenaufstieg von Husum vermittelt uns einen Eindruck von einer starken Abkühlung seit dem Vortag. Wie es häufig beim Durchgang starker Zyklonen der Fall ist, nimmt die zeitliche Abkühlung mit der Höhe bedeutend zu und beträgt in unserem Beispiel in 6000 m 15 Grad!

Wetterkarte vom 11. Nov. 1947. 07h MEZ.

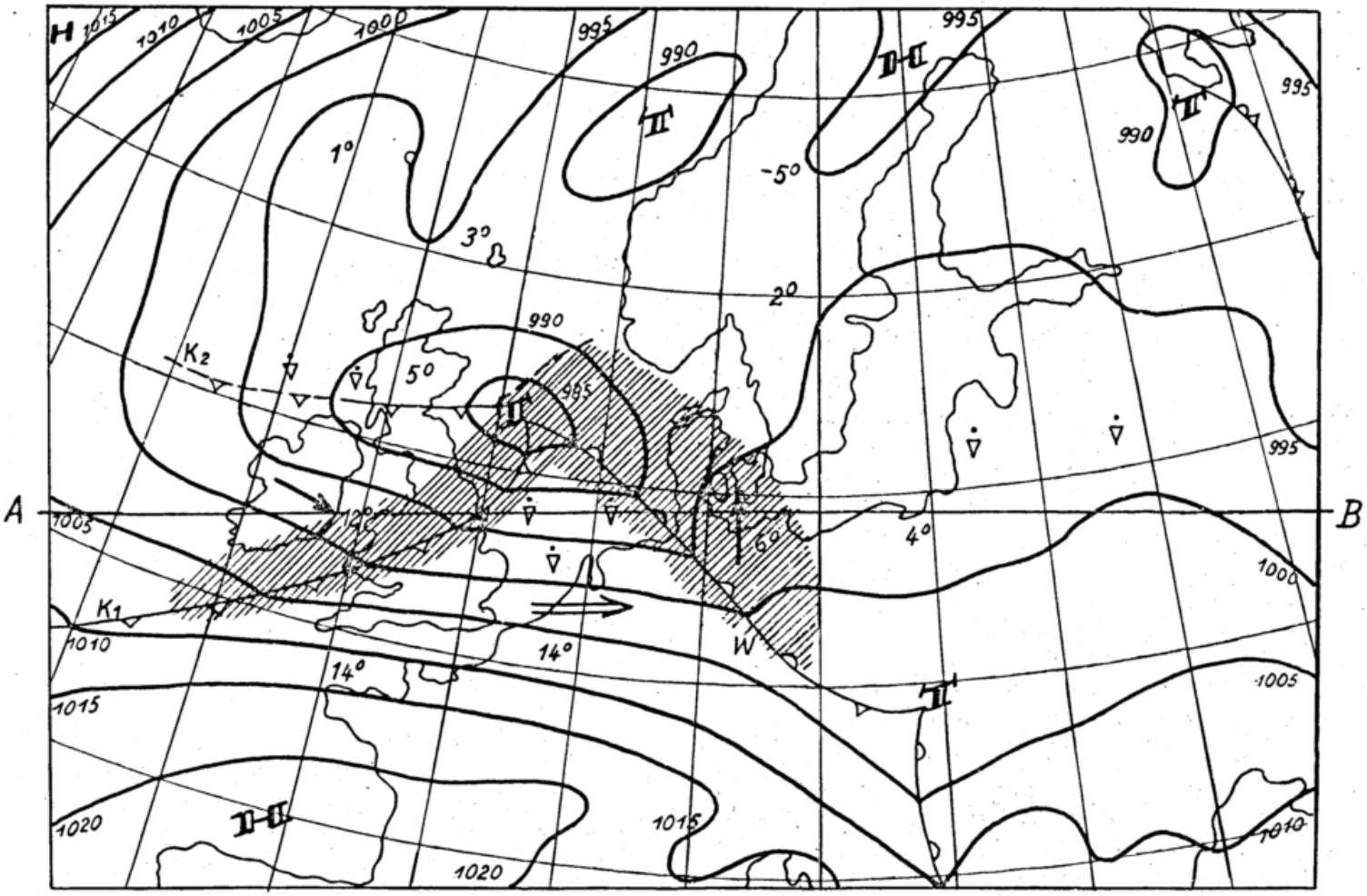


Wolkenansicht im Vertikalbild über der Schnittlinie A-B

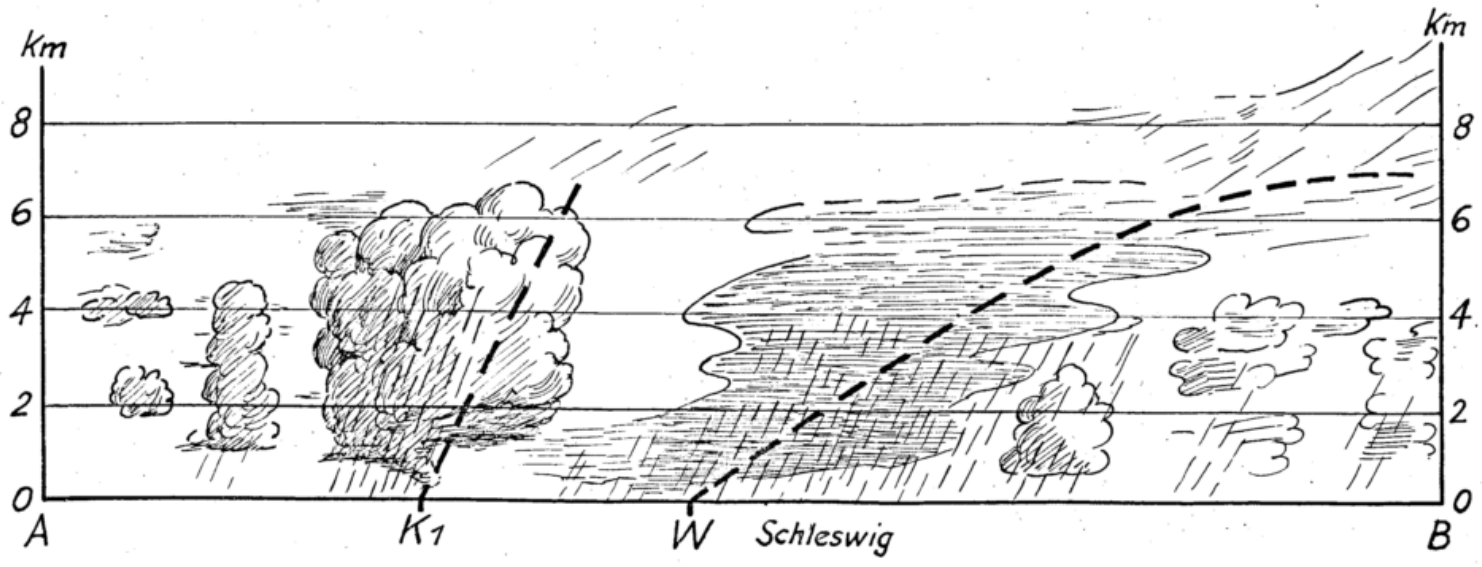


Anlage 2

Wetterkarte vom 12. Nov. 1947 07h MEZ

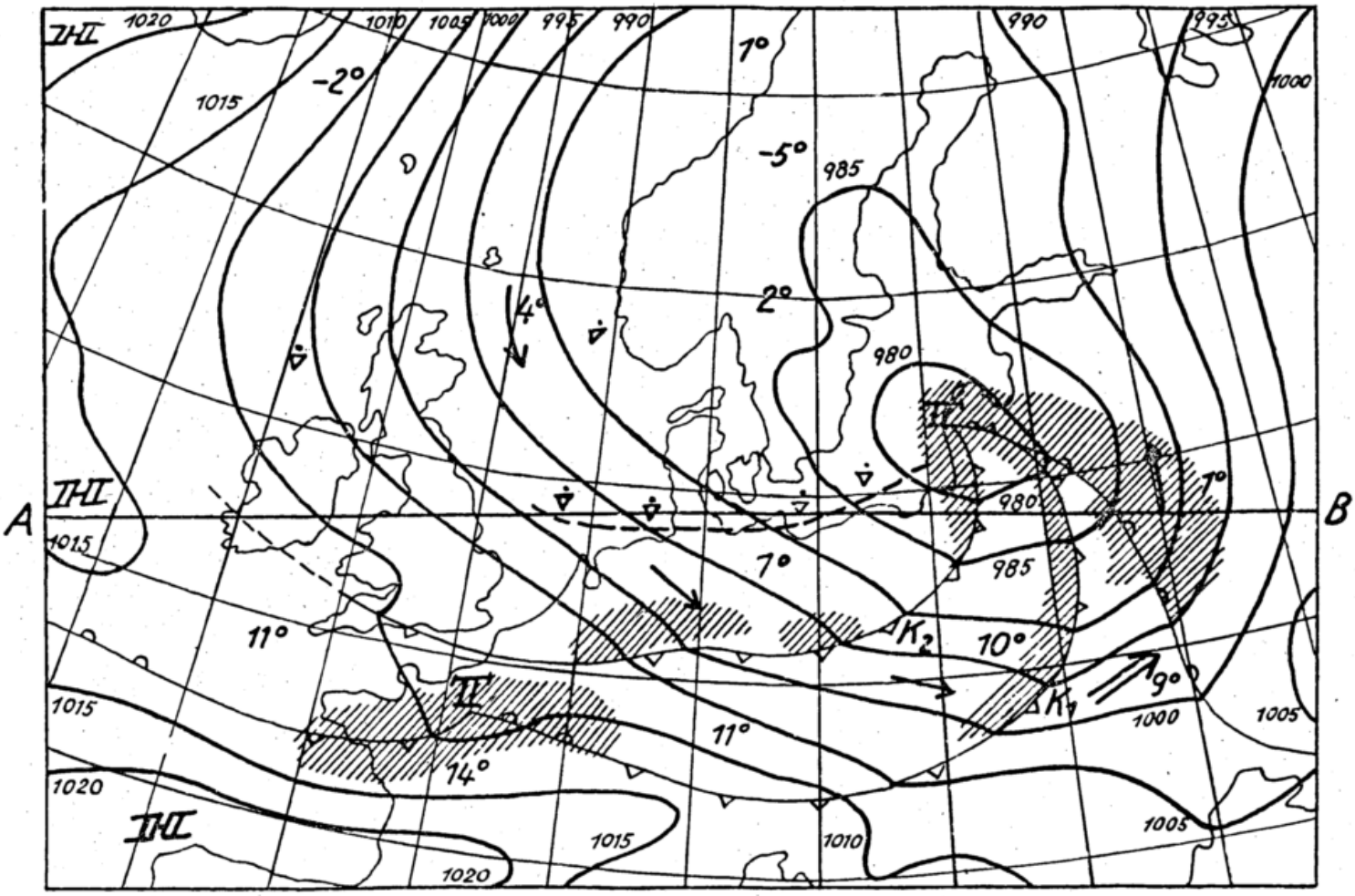


Wolkenansicht im Vertikalbild über der Schnittlinie A-B

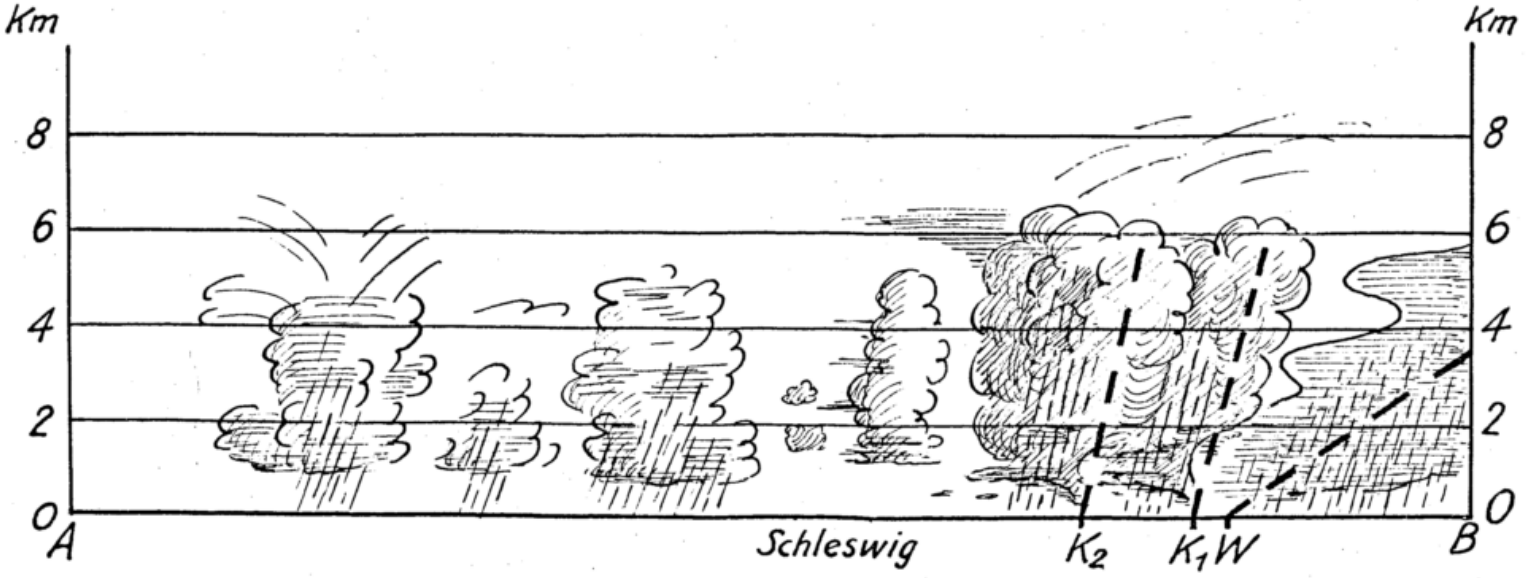


Anlage 3

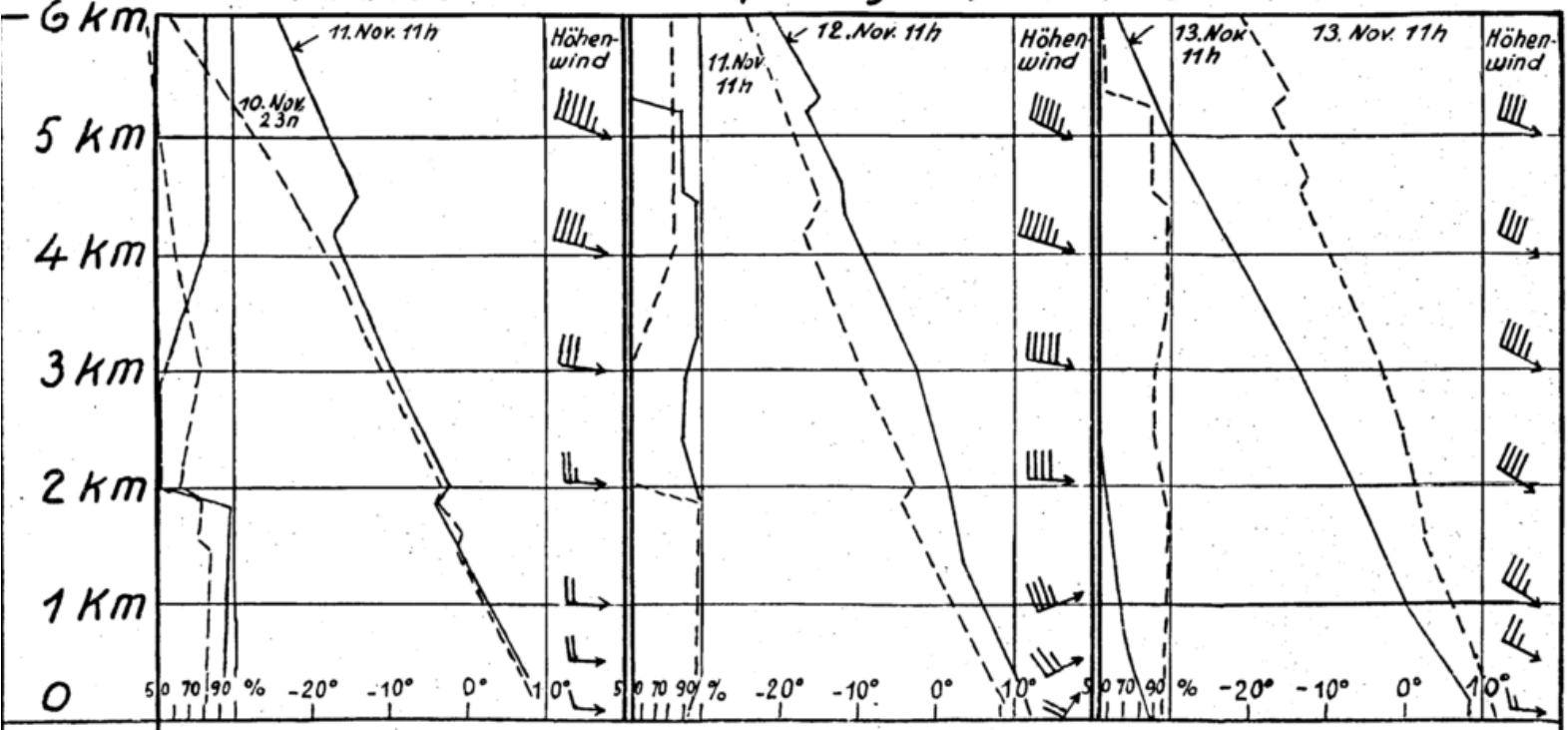
Wetterkarte vom 13. Nov. 1947. 07h MEZ.



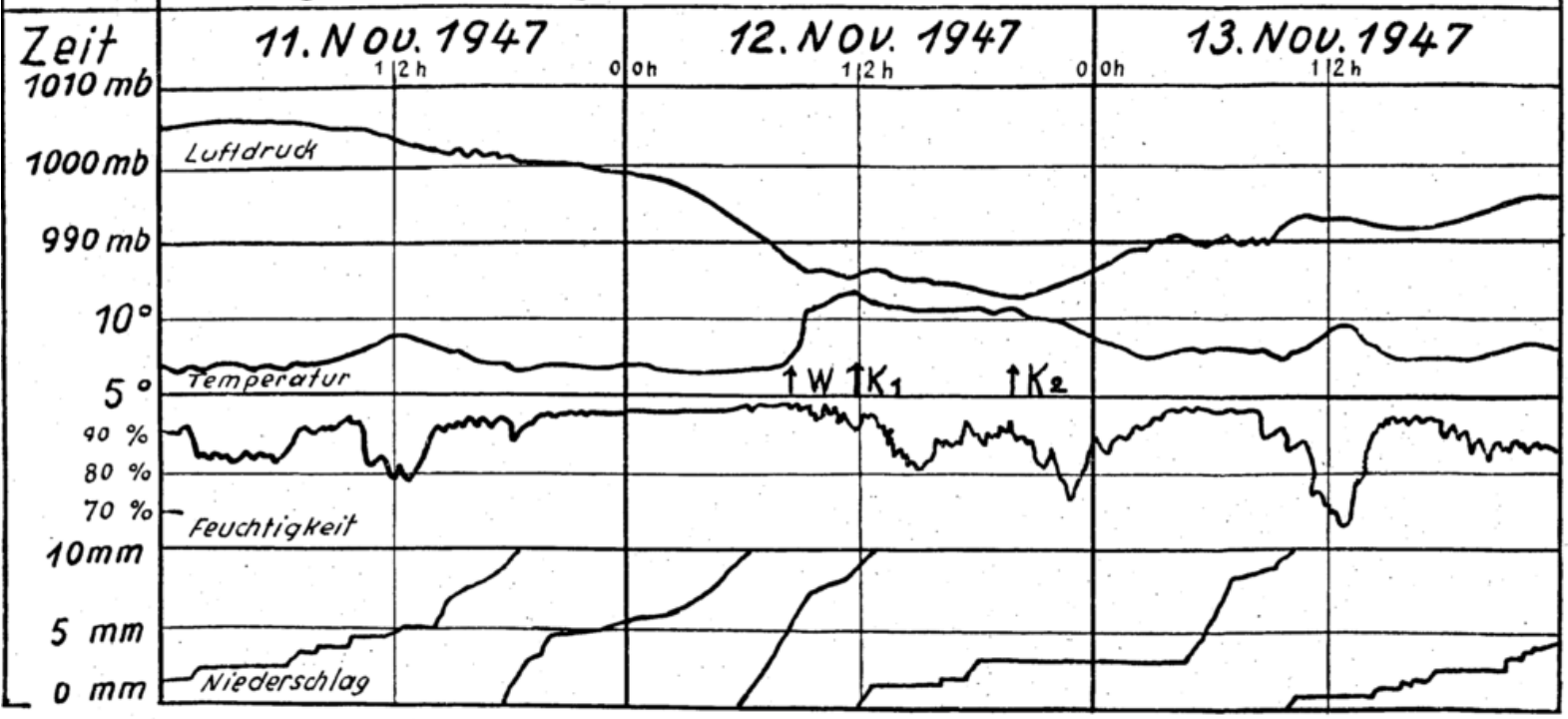
Wolkenansicht im Vertikalbild über der Schnittlinie A-B



Radiosonden-Aufstiege von Husum



Registrierungen Schleswig, Klimastation



Erläuterung:

In der oberen Hälfte der Abbildung sind die Radiosondenaufstiege von Husum eingetragen, für jeden Tag eine Darstellung und zwar Temperatur und relative Feuchte in Abhängigkeit von der Höhe (Höhenangabe in Kilometern an der Seite, Temperaturskala in Celsius-Graden, und relative Feuchte in Prozenten am unteren Rand abzulesen). Um die Änderung zum Vortag zu verdeutlichen, ist der Aufstieg des Vortags jeweils gestrichelt daneben gezeichnet. Außerdem ist für die Höhen: 0, 500, 1000, 2000 Meter u.s.w. der Höhenwind angegeben in Form von Windfähnchen. Dabei bedeutet z. B. ⟵ West 70 km pro Stunde oder ⟵ Westnordwest 50 km pro Stunde.

In der unteren Hälfte der Abbildung sind Registrierungen der Klimastation Schleswig wiedergegeben: Luftdruck in Millibar, Temperatur in Celsius-Graden, relative Feuchte in Prozenten, Niederschlag in Millimetern. Beim Niederschlagsschreiber ist zu beachten, daß nach je 10 mm Niederschlagshöhe das Auffanggefäss automatisch abhebelt. Die an die Temperaturregistrierungen geschriebenen Buchstaben bedeuten: W = Warmfront, K 1 = erste Kaltfront, K 2 = zweite Kaltfront.

10. März 1998

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL
Nr. 1c

551.508(083)(07)

Klimadiagramm Hamburg 1961-90

161004

Das "Klimadiagramm Hamburg" ist ein Eintragungsblatt für tägliche Meßwerte von Temperatur und Niederschlag im DIN A3-Format.

Es stellt im oberen Teil die täglichen Mitteltemperaturen von Hamburg - St. Pauli (der Klimastation beim Seewetteramt) aus dem Zeitraum 1961-90 dar und im unteren Teil vereinfacht die monatlichen Summenlinien des mittleren Niederschlags aus dem gleichen Zeitraum. Außerdem sind links oben die mittleren Jahreswerte von Temperatur, Niederschlag und Sonnenscheindauer und im unteren Teil jeweils die entsprechenden mittleren Monatswerte eingetragen.

Stellt man selbst Wetterbeobachtungen an oder entnimmt Rundfunk- und Zeitungsmeldungen die aktuellen Temperatur- und Niederschlagswerte, können sie eingetragen werden und geben unmittelbar einen Eindruck, ob es zu kalt oder zu warm ist, oder ob die in einem gewissen Zeitraum gefallenen Niederschläge dem Mittelwert entsprechen, d.h. ob es zu trocken oder zu naß war.

Während das Eintragen von Temperaturen in das Diagramm keiner Erklärung bedarf, ist es beim Niederschlag doch etwas anders.

Links und rechts sind im unteren Teil des Blattes Skalen für den Niederschlag in mm (=Liter/Quadratmeter) vorhanden. So kann z.B. mit einem vertikalen Balken die tägliche Niederschlagshöhe eingetragen werden, aber dann sagt die schräge Linie nichts aus. Summiert man jeweils vom Monatsanfang an die täglichen Niederschlagshöhen auf und trägt sie auch täglich ein, läßt der Vergleich mit der Summenkurve sofort erkennen, ob es noch zu trocken oder schon zu naß ist: Bleibt die aktuelle Kurve unterhalb der eingezeichneten Linie, ist es zu trocken, verläuft sie oberhalb der Linie, ist es zu naß.

Auf der Rückseite ist Platz für persönliche Notizen über besondere Wetterereignisse. Noch einige allgemeine Anmerkungen:

Der Zeitraum 1961-90 ist von der Meteorologischen Weltorganisation international als "Normalperiode" empfohlen. Erst in den Jahren 2001/2002 wird man für praktische Zwecke wieder eine neue 30jährige Reihe für den Zeitraum 1971-2000 berechnen.

Der Vergleich der Temperatur- und Niederschlagswerte stimmt natürlich nur dann genau, wenn man die Meßwerte von der Klimastation beim Seewetteramt verwendet. Die Mittelwerte von Temperatur, Niederschlag und Sonnenschein sind für die weitere Umgebung jedoch einigermaßen repräsentativ. Für die Küstenstationen und Inseln sowie für das südliche Niedersachsen oder z.B. auch für Vorpommern kann man diese Graphik natürlich nur unter Vorbehalt verwenden, wenn man z.B. wirklich nur sehr große Abweichungen feststellen will. Außerdem darf man nicht vergessen, daß es sich um eine Station in der Stadt handelt. Sie ist vor allem im Winter wärmer als die Außenbezirke und das Umland von Hamburg.

Zum mittleren Witterungsverlauf eines Jahres gibt Nr. 4 der wetterkundlichen Lehrmittel zusätzlich anhand von Sonnenscheindauer und Niederschlag nähere Erläuterungen.

Hamburg, 1993

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036475
LR (101)

98.B15

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach

Seewetteramt Hamburg

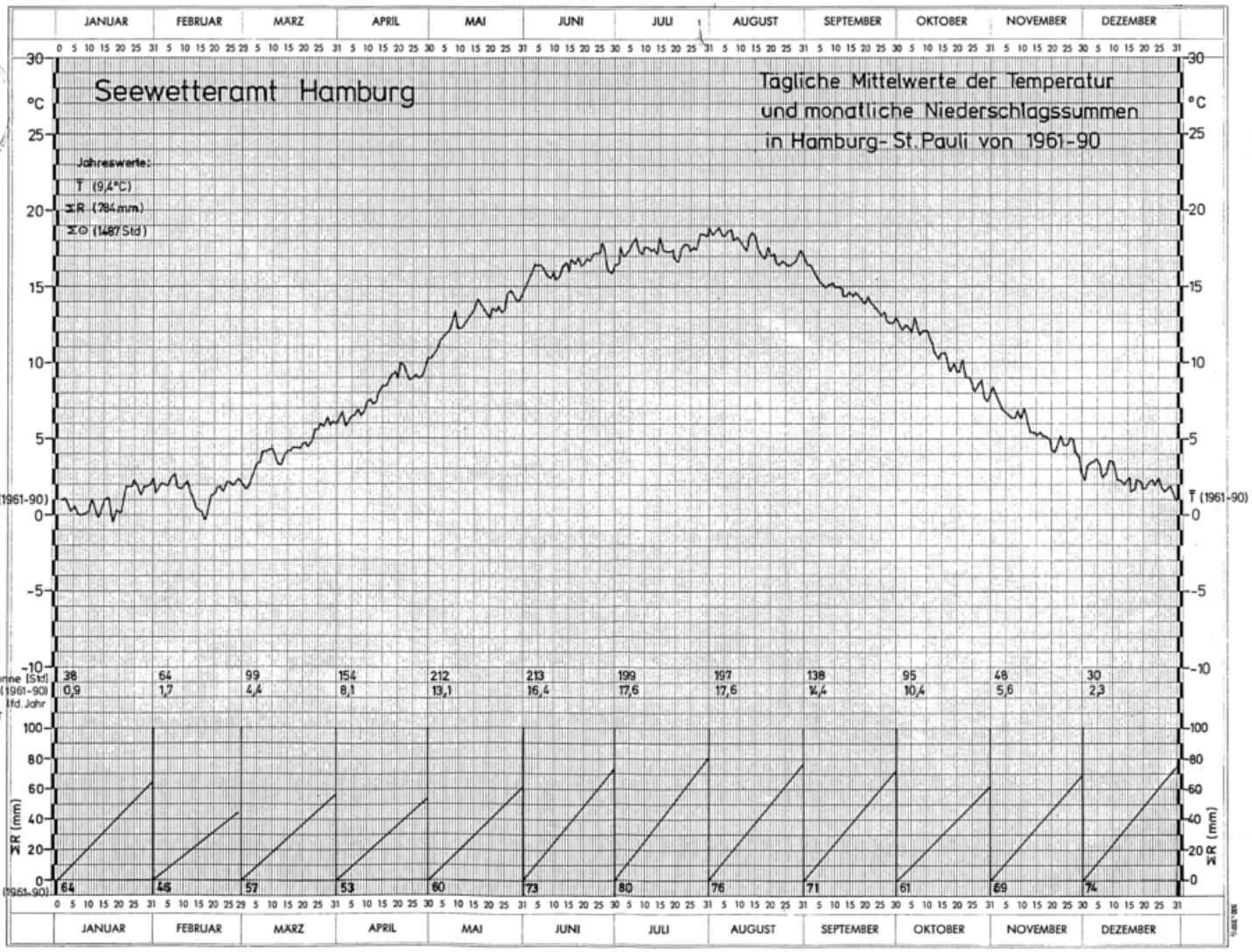
Tägliche Mittelwerte der Temperatur
und monatliche Niederschlagssummen
in Hamburg-St. Pauli von 1961-90

Jahreswerte:

$\bar{T}$ (9,4°C)

ΣR (784 mm)

$\Sigma \odot$ (1487 Std)



Persönliche Notizen über besondere Wetterereignisse im Jahr ....

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 15

551.555 (262)(07) 84/1077

Regionale Windsysteme im Mittelmeer

Bearbeitet für das Seewetteramt

von

Dipl.-Met. K.-H. Bock

DWD Offenbach / Bibliothek
B23029426

Hamburg 1982

LR(101)

Ungenehmigter Nachdruck, auch auszugsweise, verboten

Der Deutsche Wetterdienst bearbeitet in seinem Sonderreferat Unterricht und Lehrmittel solche wetterkundlichen Stoffe, die als Anregung oder Hilfe für den praktischen Unterricht in der Wetterkunde gedacht sind.

Die Herausgabe derartiger Lehrstoffe läßt im übrigen dem Lehrer die volle Freiheit über den Umfang und die Art der Behandlung im Unterricht. Eine stoffliche oder lehrplanmäßige Bindung wird mit der Herausgabe dieser Lehrstoffe nicht angestrebt.

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036496

25. Feb. 1984

Regionale Windsysteme im Mittelmeer

Für das Seewetteramt bearbeitet von
Dipl.-Met. K.-H. Bock

Deutscher Wetterdienst . Seewetteramt
Hamburg 1982

I Q 19
Mappe (2°)

Bibliothek
des
Bezirksamtes
Offenbach/M.

84.509

Übersicht: Karte mit den Namen der verschiedenen Winde, siehe Abbildung 1.

Behandelt werden: **Mistral, Bora, Etesien, Scirocco.**

V o r b e m e r k u n g

Geostrophischer- und Gradientwind werden im Mittelmeer durch die Topographie stark gestört. Auch die Land-See-Wind-Zirkulation ist an vielen Orten erheblich effektiver, als wir es von Nord- und Ostsee gewohnt sind. Lokale Oberflächeneffekte, wie unterschiedliche Erwärmung von Land und See, stark gegliederter Küstenverlauf, Inseln mit hohen Steilküsten modifizieren die Oberflächenwinde bis ins 850 mbar-Niveau stark.

Regionale Gliederung: gebirgiger Küstenverlauf im Norden des Mittelmeeres, große Wüstengebiete im Süden führen zu einer Reihe spezifischer Windsysteme.

1 Mistral

Es existieren eine Reihe weiterer Namen; Mistral ist die übliche französische Form. Spanisch: Maestral, katalonisch: Mestral, italienisch: Maestro, Maestrale. Sie leiten sich alle vom lateinischen "Magister" ab.

1.1 Synoptische Entstehungsbedingungen

Kaltluftvorstoß über Frankreich nach Süden, Tief über Nord- und Osteuropa. Nachfolgend Druckanstieg über West- und Südwesteuropa. Verstärkend wirkt Zyklogenese im Genua-Golf (Abb. 2).

1.2 Geographische "Randwerte"

Die französische Mittelmeerküste ist gegenüber dem Zustrom atlantischer wie polarer Kaltluft relativ offen. Durch Pyrenäen im Westen und französische Alpen im Osten wird ein nach Nordwesten offener Trichter gebildet mit einem Öffnungswinkel von fast 90 Grad. In der Mitte des Trichters als Hindernis das Zentralmassiv, so daß die Luftmassen durch

das Garonne-Tal und den Rhone-Saone-Graben geführt werden. Diese Querschnittsverringerung bewirkt eine Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit bis ins 500 mbar-Niveau.

1.3 Wetterablauf

Polare Kaltluft überquert in Nord-Süd- oder West-Ost-Richtung Frankreich. Nur der Teil der Kaltluft erzeugt den Mistral, der in den von Alpen und Pyrenäen gebildeten Trichter geraten ist. Die Dauer des Mistrals hängt daher wesentlich von der Wanderungsgeschwindigkeit der Kaltluft über Frankreich ab.

Damit Mistral entsteht, ist eine bestimmte Druckverteilung erforderlich. In Abbildung 3 ist eine Mittelung der Bodendruckfelder einer Reihe von Mistralwetterlagen vorgenommen worden. Der Verlauf der Isobaren hat über Südfrankreich immer eine zur Küste senkrechte Richtung. Mistral ist somit abhängig von der Richtung des Druckgradienten; er weht nur dann, wenn ein Druckgradient mit küstenparalleler Komponente aufgebaut wird. Mistral ist daher nicht an ein bestimmtes Hoch oder Tief gebunden. Das in den Wetterkarten bei Mistral oft auftauchende westeuropäische Hoch hat für die Kaltluft steuernde Funktion. Verlagert sich das Hoch ostwärts, so hört die Kaltluftadvektion auf. Der Mistral erlischt.

Zur Ausbildung eines kräftigen Mistrals im Golfe du Lion ($\geq$ 8 Bft) ist ein **Druckunterschied** zwischen Pyreänen und Golf von Genua von etwa **15 mbar** erforderlich, d. h. 3 bis 4 Isobaren drängen sich zwischen Pyrenäen und Alpen. In vielen Fällen wird der Mistral durch sog. Lee-Tief-Bildung südlich der Alpen im Golf von Genua erheblich verstärkt bzw. erreicht erst dadurch seine typische Ausbildung. Aus dynamischen Gründen (Hindernisse in einer Strömung erzeugen auf der Lee-Seite ein Tief) und thermischen Gründen (Kaltluft überströmt wärmeres Mittelmeerwasser) entsteht im Golf von Genua meist an der Kaltfront ein neues Tief, das den Druckgegensatz erheblich verschärft. **Abbildung 4:** Beispiel einer winterlichen Mistral-Lage.

Die das relativ warme Mittelmeer passierende Kaltluft wird von unten erwärmt und nimmt Feuchte auf. Das führt besonders in der kälteren Jahreszeit zu weiterer Labilisierung (Ausbildung von Cb's mit Schauern

und starken Böen).

1.4 Lokale Effekte

Entsprechend der Topographie weichen Richtung und Stärke des Mistral oft beträchtlich vom geostrophischen Wind ab. Die Änderungen entlang der Küstenlinie sind groß. Führungseffekte durch Täler, die zur Küste führen, verursachen eine Zunahme der Windgeschwindigkeit. Bekannt sind:

- die Öffnung des Ebro-Tales zwischen Tortosa und Tarragona
- die Gegend von Perpignan
- die Rhone-Mündung.

Gut geschützte Teile der Küste liegen zwischen San Felix und Vilanova in Katalonien und im Golf von Genua.

Eine besondere Erscheinung bei starkem nordwestlichem Mistral sind kalte Fallböen, verursacht durch stark ansteigendes Gelände nach Nordwesten. Fallböen im Lee intensiv angeströmter Berge sind eine allgemeine Erscheinung. Berüchtigt bei Nordwest-Mistral ist:

- die Bucht von Ciotat zwischen Marseille und Toulon und
- der Hafen von Bastia (Korsika).

Abbildung 5: Beispiel einer typischen Wetterlage für Nordwest-Mistral.

1.5 Tagesgang des Mistral

Normalerweise **Windzunahme am Nachmittag** durch konvektive Vorgänge (Höhenkaltluft). Besonders im Frühjahr und Sommer wirkt in Küstennähe die Ausbildung des Seewindes gegen den Mistral. Dadurch verschiebt sich im Sommer das tägliche Maximum der Windstärke auf etwa 10.00 Uhr, im Winter auf 12.00 Uhr Ortszeit.

Mittlere Windrichtungen bei Mistral-Lagen:

- Balearen: Nord bis Nordnordost
- Golf von Genua: West bis Südwest
- Straße von Bonifatio: Nordwest bis West.

Windstärken: im Golfe du Lion treten die häufigsten Windstärken $\geq$ 8 Beaufort des ganzen Mittelmeeres auf. Die dabei häufigste Windrichtung ist Nordwest. Die Abbildungen 6a. und 6b. zeigen Windstärkerosen

für das westliche Mittelmeer. Im Golf von Genua ist bei Auftreten von Stürmen die häufigste Windrichtung Nord bis Nordost und Südwest. An der Westküste Korsika/Sardinien ist die häufigste Sturmrichtung im Mistral Nordwest.

In der Straße von Bonifatio wirkt sich der Mistral oft als Westnordweststurm aus, der sich bis in das Tyrrhenische Meer forsetzt.

1.6 Häufigkeiten, Dauer

Die häufigste Länge einer Mistral-Periode sind 3 1/2 Tage (meist gebunden an den Höhentrog über Frankreich). Als obere Geschwindigkeiten in Böen bei Mistral können etwa 70 Knoten angesehen werden. Volle Sturmstärke an der Küste wird im Mistral nur an wenigen Tagen im Jahr erreicht: in Perpignan und Marseilles z. B. an 10 bis 15 Tagen im Jahr. Die Häufigkeit nimmt über See zu: im Golfe du Lion haben im jährlichen Mittel 6.8 % aller Beobachtungen Sturmstärke.

Abbildung 7: Beispiel einer sommerlichen Mistral-Lage.

Worauf bei "mistral-verdächtigen" Wetterlagen im nordwestlichen Mittelmeer zu achten ist:
Kaltfrontdurchgang, Bildung von Lee-Tiefs im Golf von Genua, Azorenhoch mit Ausbildung eines Keils über Biskaya/Spanien.

2 Bora

Abgeleitet vom Lateinischen und Griechischen: boreas = der Nordwind. Im Gegensatz zum Mistral handelt es sich um **kontinentale** polare oder arktische Luft, die aus Nordosten durch die Triest-Ebene oder über die Berge der adriatischen Ostküste aus Ostnordost in die Adria einfällt.

2.1 Synoptische Entstehungsbedingungen

Kräftiges Hoch über Mittel- oder Nordeuropa und tiefer Druck über dem westlichen Mittelmeer. Die mittlere Druckverteilung ist in Abb. 8 dargestellt. Nicht selten kommt es bei Bora-Wetterlagen über der Adria zusätzlich zu zyklonalen Entwicklungen, wodurch der Wind beträchtlich verstärkt wird. Wesentliche Bedingung für das Auftreten von Bora ist, daß der Druck auf der nördlichen Seite der Berge höher ist als südlich davon.

2.2 Einteilungen

Bora-Wetterlagen lassen sich in zwei antizyklonale und zwei zyklonale Typen einteilen:

2.2.1 Antizyklonal A. Mittlere Druckverteilung siehe Abb. 9.
Bora tritt im Südostsektor eines ausgedehnten mitteleuropäischen Hochs auf. Eine Nordostströmung, aus Südrußland über Ungarn und Rumänien kommend, mündet in das Bora-Gebiet. Relativ beständige Lage.
Antizyklonal B. Mittlere Druckverteilung siehe Abb. 10.
Ein Keil des Azorenhochs erstreckt sich bis nach Osteuropa. Der Tiefdruckeinfluß beschränkt sich auf den Ostteil des Mittelmeeres. Über dem Bora-Gebiet weht ebenfalls Nordostwind. Gegenüber A ist der Hochdruckeinfluß jedoch geringer.
Abbildung 11: Wetterlagenbeispiel für antizyklonale Bora.

Wetter-Charakteristika bei antizyklonaler Bora: die kontinentale Luft ist kalt und trocken. Wolkenbänke allenfalls an den Bergkämmen. Die absinkende Luft ist wolkenlos. In einiger Entfernung von der Küste entstehen über dem warmen Wasser im Winter und Frühjahr Cu/Cb-Wolken.

2.2.2 Zyklonal A. Mittlere Druckverteilung siehe Abb. 12.
Das Tief mit Zentrum über Süditalien oder der Mitte des Mittelmeeres schließt das Bora-Gebiet ein, die Hauptwindrichtung dreht mehr auf Nordost oder Ostnordost. Die Fronten des Tiefs überdecken einen großen Bereich südlich der Alpen bis zu den Balkanländern. Auch über ganz Nordwesteuropa ist tiefer Druck.

Zyklonal B. Mittlere Druckverteilung siehe Abb. 13.
In der Bodenkarte überdeckt ein Tief ganz Italien und die Adria. Die zyklonale Zirkulation bringt in Dalmatien und Istrien Nordostwinde. Eine Hochdruckbrücke erstreckt sich von den Britischen Inseln nach Skandinavien und Nordrußland.

Abbildung 14: Beispiel einer Wetterlage für zyklonalen Bora-Typ.

Wetter-Charakteristika: zyklonale Bora ist weitaus gefährlicher und meist von heftigen Sturmböen begleitet. Die Kaltfront bringt Regen oder Hagel (im Winter Schnee), der sehr stark sein kann, insbesondere, wenn die Luft vor der Kaltfront sehr warm und feucht ist. Nach Passage der Kaltfront folgen As- und Ac-Bewölkung. Auch im Bereich der von Süden oder Südosten heranziehenden Warmfront sind schwere Regenfälle üblich (Scirocco!).

Die Kaltluft wird oft in Staffeln herangeführt, zwischen ihnen tritt vorübergehend Windabnahme ein. Jeder Kalfrontdurchzug setzt mit sehr starken Böen ein, gefolgt von einer Zunahme des Mittelwindes, oft bis Sturmstärke. Wegen der geringen Bewölkung an der Kaltfront und des nur geringen vorauslaufenden Druckfalles gibt es kaum eine Warnung vor den sehr plötzlich einsetzenden Böen. Da außerdem der Wind quer über die Adria zur italienischen Küste weht, die keinen Schutz bietet, sind Bora-Wetterlagen speziell für Segelboote äußerst gefährlich.

An der jugoslawischen Küste wird die Böigkeit durch den Mechanismus der kalten Fallwinde (was die Bora ja berüchtigt gemacht hat), durch Ecken- und Düseneffekte der Berge verstärkt. Angaben über Mittelwerte der maximalen Winde einer Station bei Bora enthält folgende Tabelle.

Beispiel für mittlere und absolute Windmaxima sowie Dauer der Bora (Senj, 1966)

	Antizyklonal A	Antizyklonal B	Zyklonal A	Zyklonal B
Beobachtete Windmaxima, mittel:	24.9	20.8	28.2	25.0 m/s
absolut:	33.5	30.0	36.0	33.0 m/s
Windrichtung	ENE	ENE	ENE	ENE
Dauer der Bora	22h 12'	19h 16'	23h 14'	21h 45'

(Dauer: vv $\geq$15 m/s, dd: NE - ENE)

2.3 Zur Mechanik kalter Fallwinde

Kalte Fallwinde treten praktisch überall da auf, wo eine scharfe thermische Trennung zwischen einem kalten (höheren) Plateau und einer warmen Ebene (z. B. Wasseroberfläche) vorliegt. Das Abfließen kälterer Luft wird erheblich intensiviert, wenn

- eine zweifach geschichtete Atmosphäre, wobei die höhere Schicht kälter ist als die untere und
- starke topographische Neigungen vorliegen.

Zur normalerweise wirkenden Kraft des Druckgradienten addiert sich bei geneigten Flächen zusätzlich die Schwerkraft. Entscheidend ist jedoch: Wenn ein zunächst stetiger Luftstrom durch ein Hindernis (Bergkette) gestört wird, bleibt er bis zu einer kritischen Hangneigung stabil. Kleine Anfangsstörungen breiten sich in der Strömung als Wellen aus; unter dem Einfluß der Reibungskraft verschwinden sie wieder. Wenn der kritische Winkel der Hangneigung (ca. 1:100) überschritten wird, wachsen kleine Anfangsstörungen exponentiell mit der Zeit an: die Strömung wird instabil, turbulent. Wichtig: die Störungen (≈ Böen) laufen schneller als die allgemeine Strömung: sie laufen der Strömung voraus. Dadurch entsteht die stark böige Struktur kalter Fallwinde.

Berüchtigt für starke Fallböen ist neben der dalmatinischen Küste auch die Ostküste Korsikas bei starkem Nordwest-Mistral. Analoge starke Fallböen treten in der Ägäis bei starkem Nordostwind auf:

- an den steilen Kliffs der türkischen Küste und des Dodekanes
- an den Lee-Hängen der höheren Cycladen-Inseln, Euböas und im Golf von Thermai sowie bei Kreta
- vor Kap Tainaron (Matapan), 36.23N, 22.29E
- ein starker Talwind bei Timbakion an der Südküste von Kreta bei dem Berg Idhi (über 3000 m). Bei nördlichen Winden erreicht die Windstärke bei Timbakion den 2-bis 2 1/2-fachen Wert des Windes an der Nordseite der Insel.

3 Etesien

Türkisch: Meltemi. Aus dem Griechischen: etesios = jährlich. Überwiegend nordöstliche Winde in der nördlichen Ägäis, nördliche in der mittleren und südlichen Ägäis und nordwestliche Winde im Südosten nahe Rhodos und der türkischen Südküste.
Meist kontinentale Polarluft, zeitweise Beimischungen kontinentaler Tropikluft aus Südrußland und dem Gebiet des kaspischen Meeres: sie bringen sehr gute Sichten und wolkenlosen Himmel.

3.1 Synoptische Bedingungen: hoher Druck über Süd- und Osteuropa oder dem westlichen Mittelmeer und tiefer Druck über Asien, speziell Kleinasien. Derartige Druckverhältnisse haben während der Sommermonate eine hohe Beständigkeit, so daß die Etesien zeitweise den Charakter von Passatwinden annehmen.
Auftreten der Etesien: Mai bis September, maximale Windstärken im Juli und August.
Abbildungen 15a/15b: mittlere Bft-Windstärken in der Ägäis bei Etesien Wetterlagen im Juli/August.
Abbildungen 16a/16b: Windstärkerosen einzelner Gebiete für Juli, August.

3.2 Aufgrund synoptischer Kriterien lassen sich 6 verschiedene Etesien-Wetterlagen unterscheiden:
A 1. Abbildung 17: Das Azorenhoch ist gegenüber dem jahreszeitlichen Mittel etwas nach Norden verschoben, ein gut ausgebildeter Hochkeil 1025 mbar reicht bis nach West- und Mitteleuropa. Zusammen mit dem Tief über Asien sind die Druckgegensätze über dem östlichen Mittelmeer größer als über dem westlichen. Fast 30 % aller Tage mit Etesien basieren auf dieser Wetterlage, die daher auch als "klassischer Typ" der Etesien gilt. Während bei dieser Wetterlage im Norden der Ägäis wolkenloser Himmel vorherrscht, haben die Luftmassen weiter im Süden so viel Wasserdampf aufgenommen, daß es im Bereich der Inseln zu Cu-Bildung kommt.

A 2. Abbildung 18: Das Azorenhoch ist gegenüber A 1 etwas nach Osten verschoben. Wesentlicher Unterschied: im Bereich Zyperns hat sich ein sekundäres Tief gebildet. Vor allem im Südteil der Ägäis

treten oft große Druckunterschiede auf mit entsprechend hohen Windstärken. Etwa 10 % der beobachteten Etesien-Wetterlagen gehören diesem Typ an. Häufigstes Auftreten: Juli und erste August-Hälfte. Ähnliche Wetterlage im Winter: Zypern-Tief mit Nordost-Sturm in der südöstlichen Ägäis, oft sogar Orkan-Stärken erreichend, jedoch keine Etesien-Wetterlage.

B 1. **Abbildung 19:** Kennzeichnend für diesen Etesien-Typ ist das sekundäre Hoch über Mittel- und Südosteuropa mit Keil ins mittlere Mittelmeer. Das arabische Tief hat keinen unmittelbaren Einfluß auf die Ägäis. Auch hier können in der Ägäis aufgrund des antizyklonalen Ausströmens aus dem Hoch beträchtliche Windgeschwindigkeiten auftreten. Etwa 20 % aller Etesien-Wetterlagen entsprechen diesem Typ.

B 2. **Abbildung 20:** Auch hier ist für den Druckgradienten das europäische Hoch maßgebend. Charakteristisch ist jedoch ein Trog, der sich vom arabischen Tief nach Nordwesten erstreckt und bis in die Ägäis hinein wirksam ist. Häufigkeit des Auftretens: ca. 10 % der Tage mit Etesien. Die Typen B 1 und B 2 werden hauptsächlich im Juli, August und September beobachtet.

C. **Abbildung 21:** Das Zentrum des hohen Druckes liegt über Rußland, ein kräftiger Keil reicht ins mittlere Mittelmeer. Ähnlich wie bei A 2 bildet sich im östlichen Mittelmeer ein Trog oder sogar ein abgeschlossenes Tief aus, so daß Windrichtung und -stärke überwiegend durch das Tief bestimmt werden. Diesem mehr zyklonalen Etesien-Typ gehören etwa 19 % aller Etesien-Tage an; häufigstes Auftreten im September.

D. **Abbildung 22:** Das dominierende Druckgebilde ist ein umfangreiches Hoch über Nordeuropa. Der bis ins östliche Mittelmeer reichende Keil hat einen Druck von mehr als 1020 mbar. Dieser rein antizyklonale Typ wird in etwa 13 % der Etesien-Fälle beobachtet; er tritt vor allem im September auf und ist sehr beständig.

Den zyklonalen Etesien-Typen ist die charakteristische Verteilung der Windrichtung von Norden nach Süden in der Ägäis: Nordost - Nord -

Nordwest gemeinsam, während bei antizyklonalem Strömungscharakter eine mehr nordöstliche Windrichtung in der ganzen Ägäis vorherrscht.

Ein weiteres Beispiel zeigt **Abbildung 23:** Tief östlich von Kreta mit nordöstlichen Winden in der westlichen Ägäis.

Keine Etesien: die nordöstlichen Stürme in der nördlichen Ägäis, verbunden mit Ausbrüchen kontinentaler Polarluft vom Schwarzen Meer her während der kälteren Jahreszeit. Dies sind mehr bora-artige Winde. Im **Golf von Thermai** entsteht dann der berüchtigte **Vardarac** (aus Nordwest bis Nord), im **Doro-Kanal** (Durchfahrt Euböa/Andros) wird die Windrichtung auf **Nord** bis **Nordwest** gelenkt.

4 Scirocco

Der italienische Name ist eine allgemeine Bezeichnung für alle Winde kontinentalen Ursprungs, die das Mittelmeer und seine Küsten beeinflussen. Entstehungsgebiete sind die Wüsten Nordafrikas und Arabiens. Im Unterschied zu den vorangegangenen mehr lokalen Winden tritt der Scirocco praktisch im gesamten Mittelmerraum auf und hat daher in den einzelnen Regionen besondere Namen:

Chili in Marokko, Algerien und Tunesien
Ghibli in Libyen
Khamsin in Ägypten
Leveche in Südostspanien
Marin im Golfe du Lion.

Scirocco ist im Prinzip die gesamte Vorderseite eines in der Regel über der Sahara entstandenen Tiefs (Strömung vor der Warmfront, im Warmsektor und vor allem vor der Kaltfront). Die Intensität des Sciroccos hängt daher von der Zugbahn, der Zugrichtung und dem Kerndruck des Tiefs ab.

4.1 Synoptische Bedingungen. Günstigste Voraussetzung für die Entstehung von Sahara-Tiefs: die atlantische Frontalzone reicht mit einer Trogbildung weit südwärts bis in die westliche Sahara. Bei nordwestlicher bis nördlicher Strömung besteht im Lee des Atlas aus dynamischen Gründen zyklonale Strömungstendenz. Beispiel für eine solche Lage: **Abbildung 24:** Höhenwetterkarte 500 mbar-Niveau vom 14. 04. 1976.

Auf der Rückseite des Höhentroges fließt maritime Polarluft südwärts, wodurch, z. T. als Kompensationsbewegung, kontinentale Tropikluft auf der Vorderseite des Troges nach Norden geführt wird. Da im Küstenbereich tagsüber meist landeinwärts gerichtete Windkomponenten vorherrschen, wird die zyklonale Strömung weiter verstärkt. Ausschlaggebend für die rasche Vertiefung ist jedoch die stark labile Schichtung durch Aufheizen der Luftmassen vom Boden her. Der vertikale Temperaturgradient wird bereits in der trockenen Luft sehr groß.

Aufgrund der niedrigen Taupunkte kommt es vorerst nur zu geringer Wolkenbildung, jedoch werden bei starken Bodenwinden und langem Fetch über der Wüste große Staubmengen in die Luft getragen. Beim Übertritt aufs Wasser erhält die über der Sahara in Bodennähe aufgeheizte Luft wegen des intensiven Vertikalaustausches eine starke Feuchtezufuhr, die als latente Energie aufsteigt und bei Kondensation die Luftmassen weiter labilisiert: die Schichtung wird konvektiv instabil. Zunächst unscheinbar aussehende Warmfronten intensivieren sich dabei rasch zu großen Regengebieten mit hoher Gewitterneigung. Maximale Häufigkeit dieser Entwicklungen: **April/Mai.**

4.2 Charakteristischer Wetterablauf. **Abbildung 25:** typisches **Streckenwetter bei Scirocco.** Starker Druckfall vor der Warmfront bedingt Verstärkung des Gradienten, wodurch der Ost- bis Südostwinde bis Sturmstärke auffrischt: Reine **Sandstürme** in unmittelbarer Küstennähe mit Sichtreduzierung bis 100 m. Weiter seewärts Vermischung von Sand, Niederschlag und Gischt, Ablagerungen an Deck, sehr große Rutschgefahr, ebenfalls Sichtreduzierung auf wenige 100 m.

Neben dem Starkwind und Sturm im Bereich der Warmfront tritt bei Sahara-Tiefs ein zweites ausgeprägtes Starkwindband mit **maximalem Sandgehalt vor der Kaltfront** auf. Diese Starkwindzone kann sich bis zu mehreren 100 km in Strömungsrichtung ausdehnen, ist jedoch verhältnismäßig schmal, 30 bis höchstens 100 km. Erst mit Winddrehung auf Nordwest bis Nord verschwindet (bei markantem Temperaturrückgang und aufklarendem Himmel) der Staub. Gleichzeitig Druckanstieg, nachfolgend Windabnahme.
Allen Scirocco-Winden ist gemeinsam: Windrichtung aus Südost bis Südwest, niedrige Wolken, starke Sichtreduzierung, Niederschläge Gewitter, dadurch schwere Böen.

Kriterien, die auf das Heranziehen von Sahara-Tiefs hinweisen: südwestliche Höhenströmung (Zugrichtung der hohen Wolken beobachten), östliche Winde am Boden, starker Druckfall, auffallender Dunstschleier am südwestlichen Horizont.

4.3 Lokale Effekte: Speziell der Genua-Golf ist bei Sturm aus südlichen Richtungen stark gefährdet. Hier treten im Hafen von Genua oft erhebliche Schäden auf, da entlang der Golf-Küste eine sehr hohe Dünung entsteht, die zeitweise noch von sog. Internen Wellen überlagert wird. Wasserstandsänderungen von 3 und 4 m sind nicht selten. Im Februar 1955 wurden bei Genua während einer Scirocco-Lage Wellen um 20 m beobachtet. Der Anstieg des Wasserstandes läuft dem Windfeld um etwa 24 Stunden voraus.

Auch in der Adria entsteht bei Scirocco wegen des langen Fetchs im Norden eine sehr hohe See. Dabei sind die Windstärken im Süden der Adria gewöhnlich höher als im Norden.

In der Ägäis sind die durch Scirocco am meisten gefährdeten Seegebiete die Meerengen zwischen in Inseln des Dodekanes und dem türkischen Festland.

Die folgenden Abbildungen zeigen Scirocco-Wetterlagen in verschiedenen Seegebieten des Mittelmeeres.

Abbildung 26: Scirocco in der Adria
Abbildung 27: Scirocco im westlichen und mittleren Mittelmeer
Abbildung 28: Scirocco in der Ägäis
Abbildung 29: Typisches Scirocco-Beispiel mit Sahara-Tief über Tunesien
Abbildung 30: Scirocco im Ionischen Meer und Südwest-Griechenland.

5 Literaturverzeichnis

DWD, Seewetteramt — Klimatologie des Mittelmeeres, bearbeitet von H. Markgraf und O. Höflich
Teil 1:
Windkarten (Einzelveröffentlichung Nr. 29) Hamburg 1961
Teil 2:
Temperatur, Bewölkung, Niederschlag, Nebel (Einzelveröffentlichung Nr. 78) Hamburg 1963
Teil 3:
Graphische Darstellung ausgewählter Felder (Einzelveröffentlichung Nr. 78) Hamburg 1971

Meteorological Office — Weather in the Mediterranean, Vol. 1, HMSO, London 1962

Band, G. — Bora und Mistral; ein Vergleich. Arch. f. Met. Geophys. Biokl. (B), 6, 1955

Bock, K.-H. — Mistral im Golfe du Lion und seine Auswirkung in Bastia/Korsika
Wetterkarte des DWD, Amtsblatt des Seewetteramtes vom 06., 07., 08. und 09. Juli 1976

Bock, K.-H. — Ein Sandsturm im östlichen Mittelmeer
Der Wetterlotse, Nr. 363/364, Hamburg 1977

Carapiperis, L. N. — Über eine Klassifizierung der Etesien aufgrund der herrschenden isobarischen Zustände.
Met. Rundschau 1954, 1/2 Heft

Carapiperis, L. N. — Some remarkable Cases of Etesian Winds in the Aegean Sea. Athens, 1969

Makjanic, B. — Die wechselseitige Beeinflussung von Seewind und Bora.
Ber. DWD 8, 1959

Metaxas, D. — A contribution to the study of the Etesien Winds.
Athens, 1979

Yoshimo, M. M. — Die Bora in Jugoslavien.
Annalen der Meteorologie, N. F. (5)

Prügel, H. — Der Wind ist oft anders ...
Südkurs 5/80

Prügel, H. — Die Mittelmeerwinde.
Südkurs 6/80

Prügel, H. — Genua-Zyklonen.
Südkurs 7/80

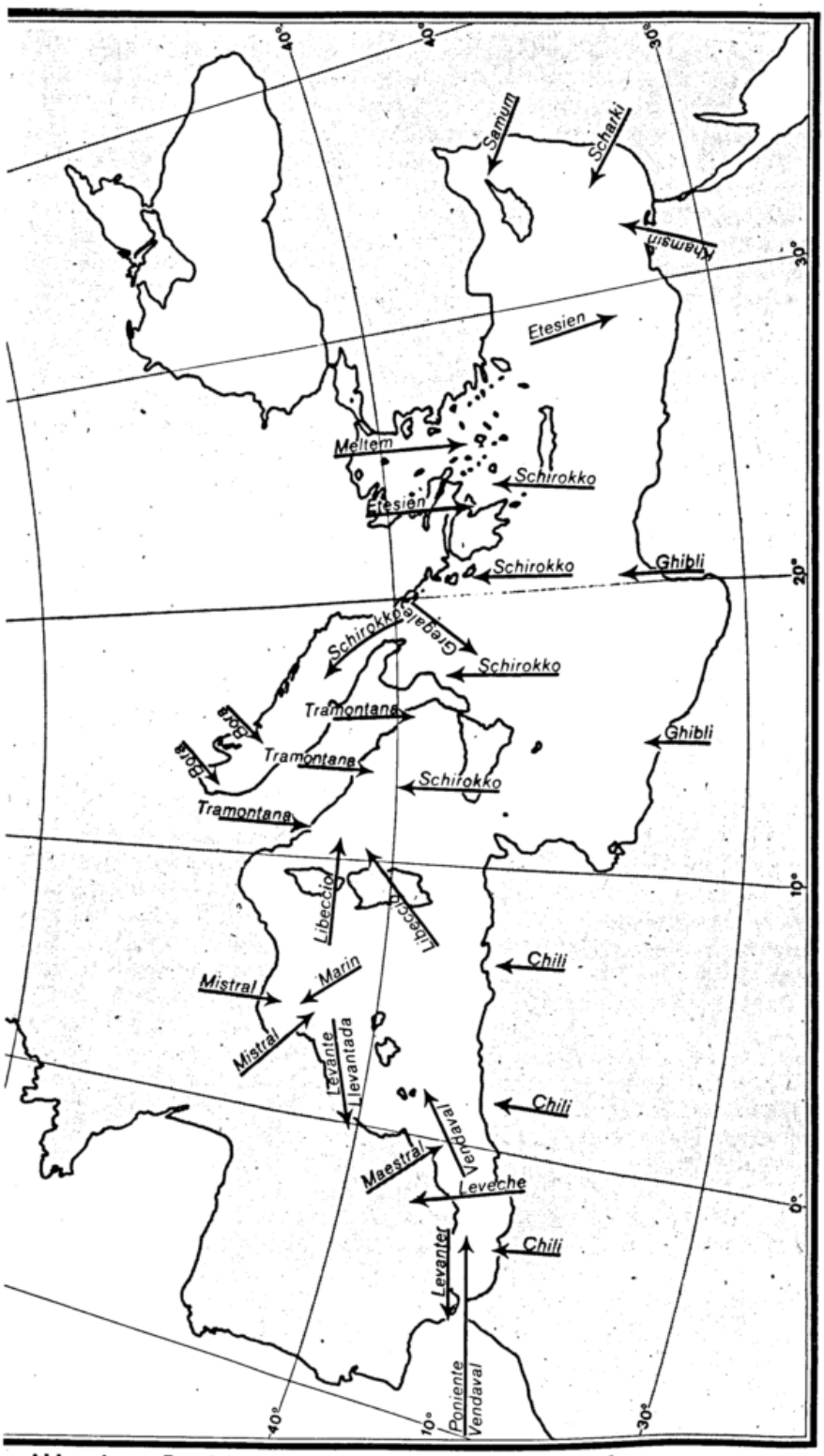
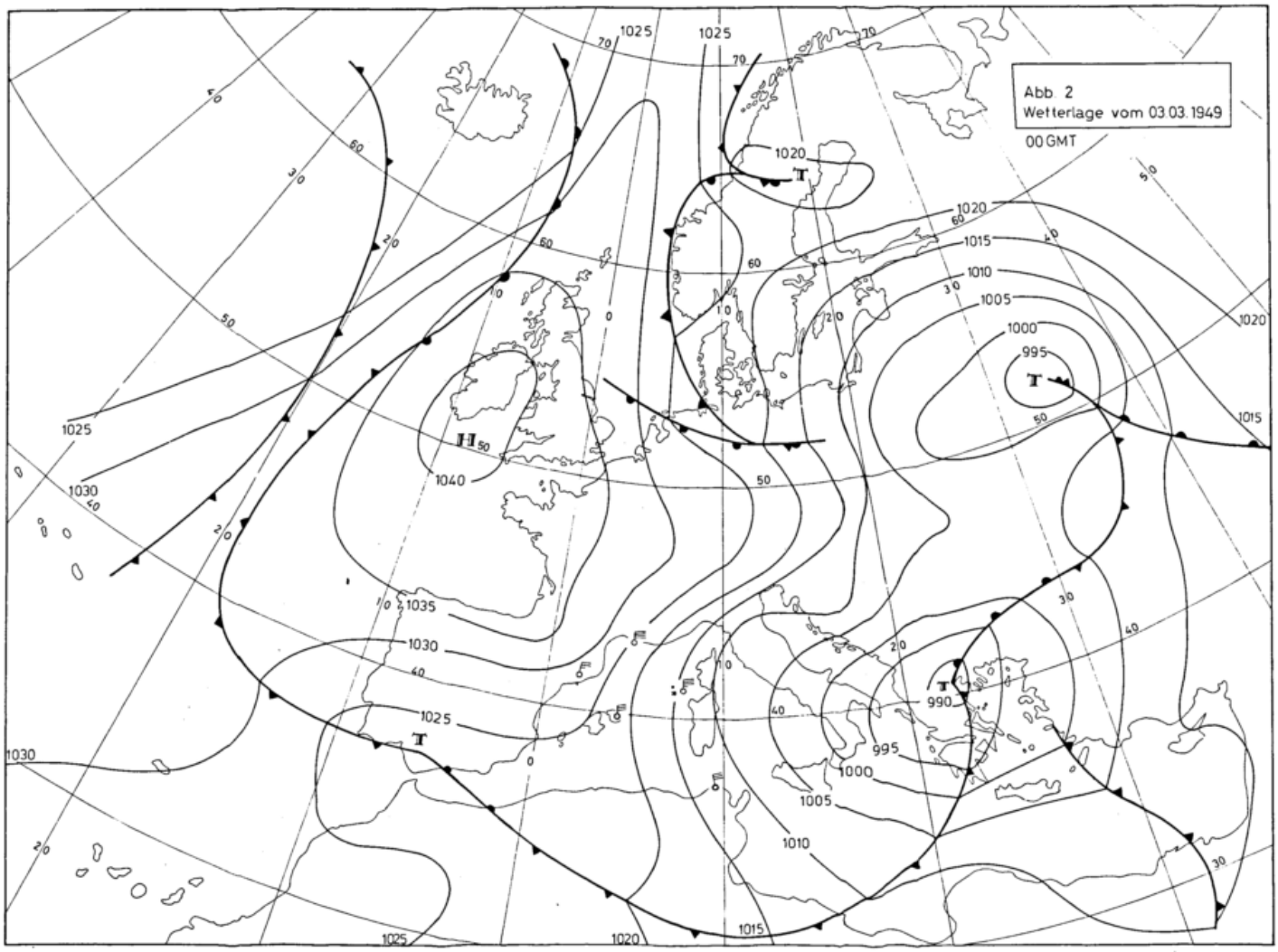
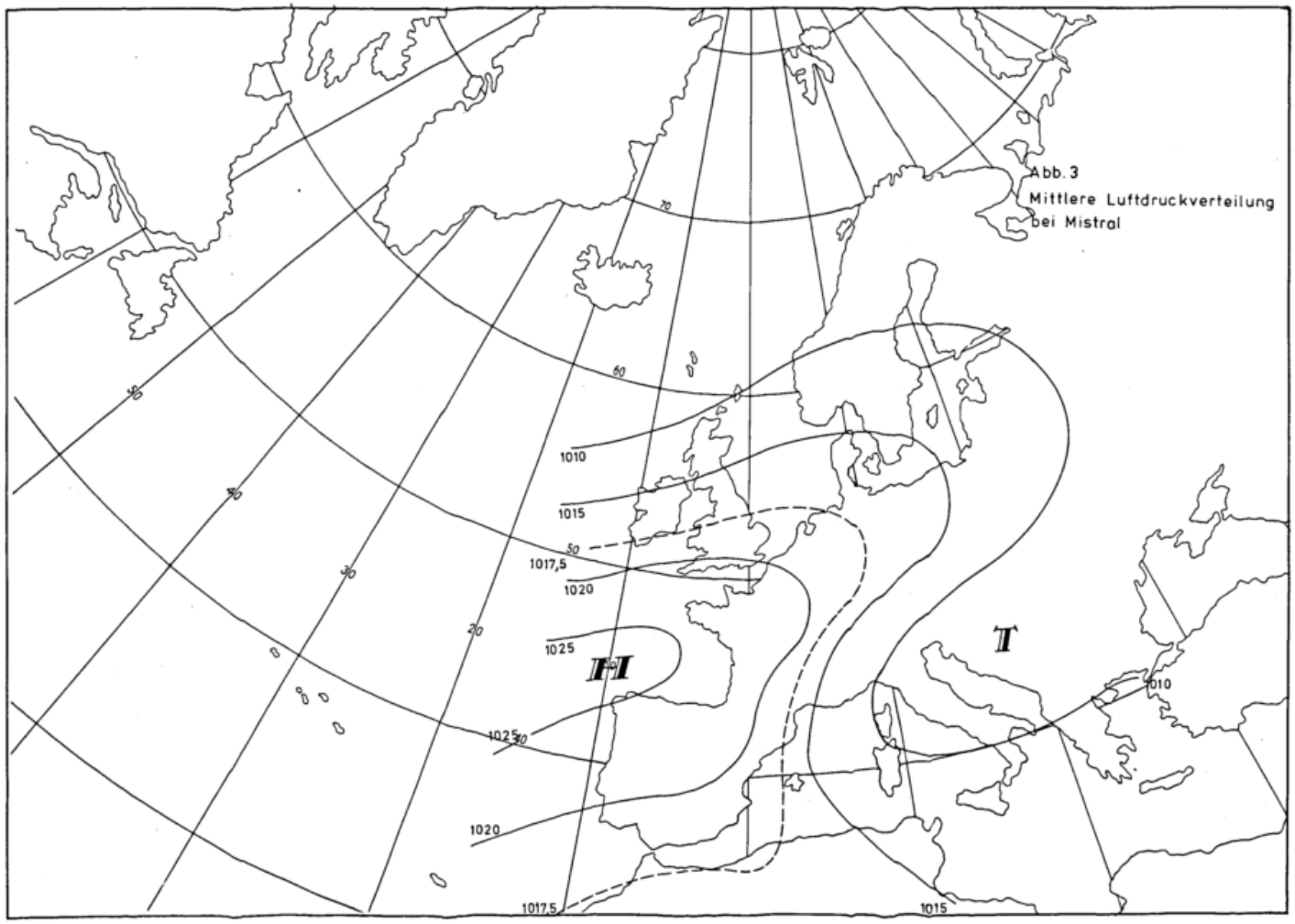
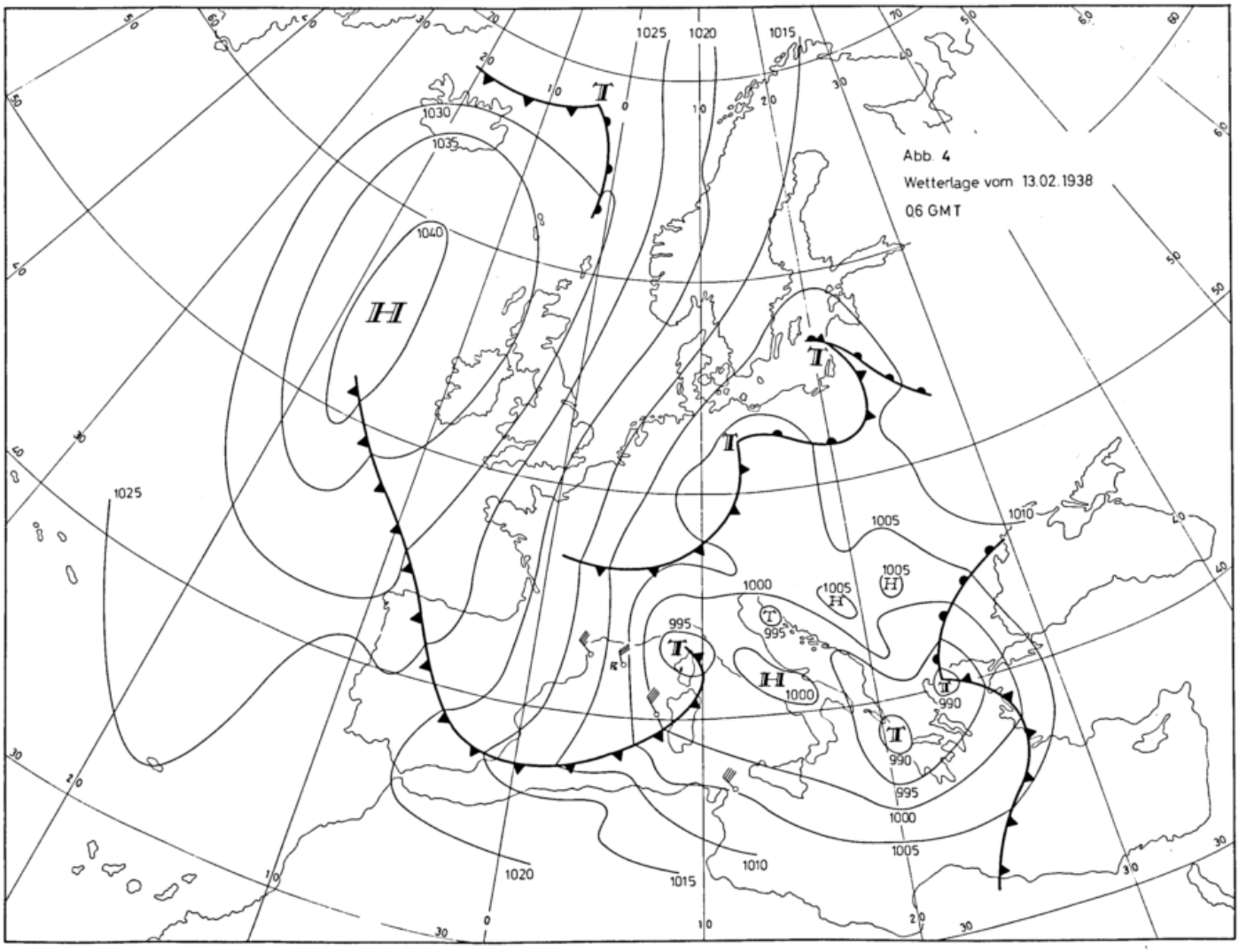


Abb. 1 **Bezeichnung der regionalen Winde im Mittelmeerraum**


Abb. 2
Wetterlage vom 03.03.1949
00 GMT


Abb. 3
Mittlere Luftdruckverteilung
bei Mistral



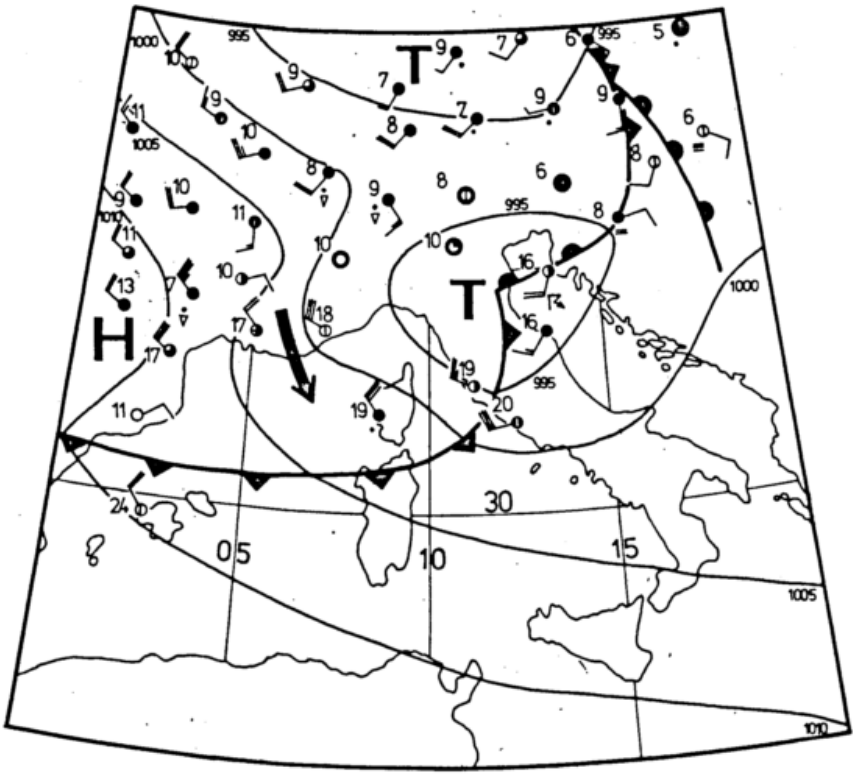


Abb. 5
Bodenkarte 00.00 GMT vom 26.9.1974

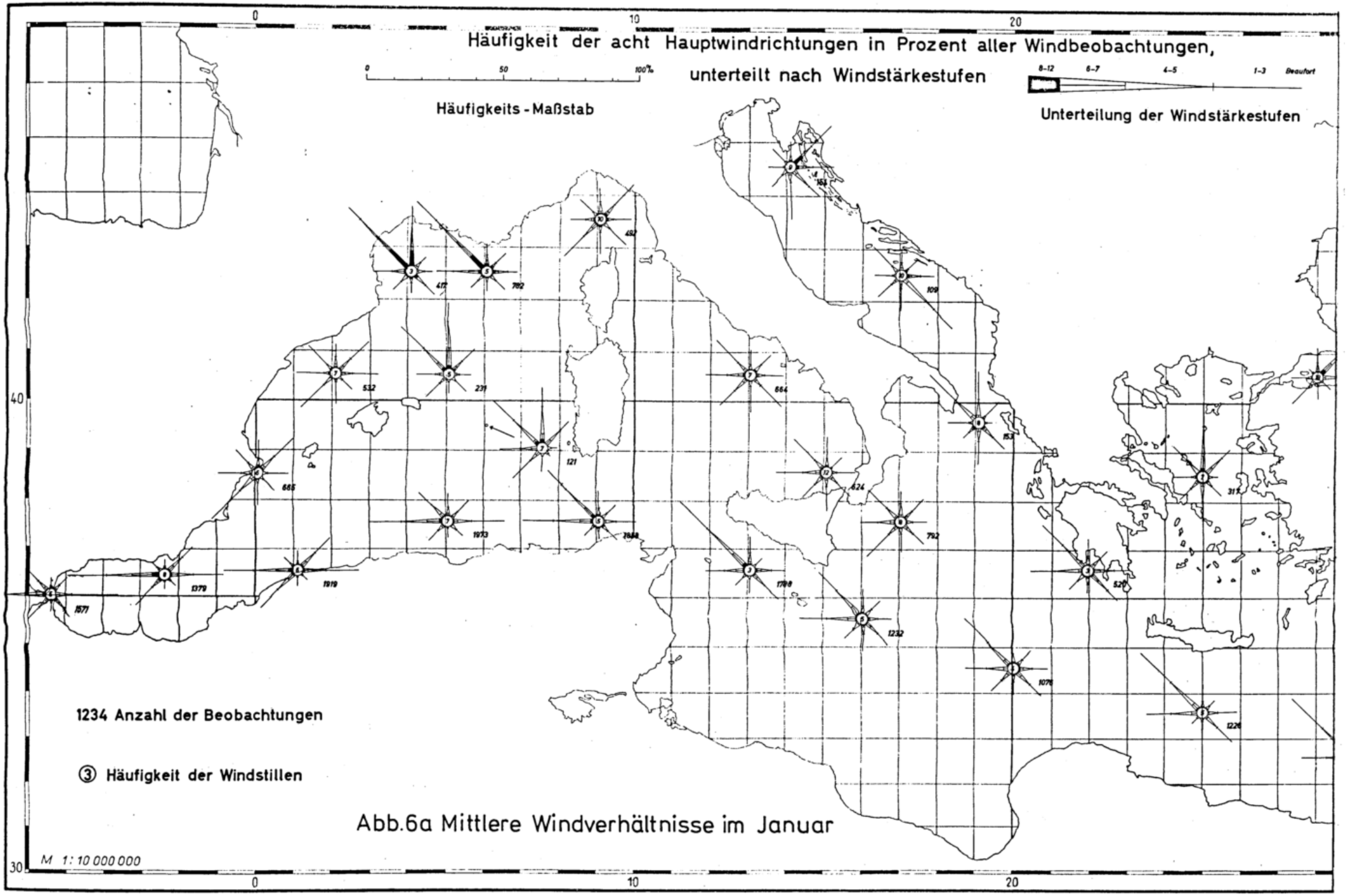


Abb.6a Mittlere Windverhältnisse im Januar

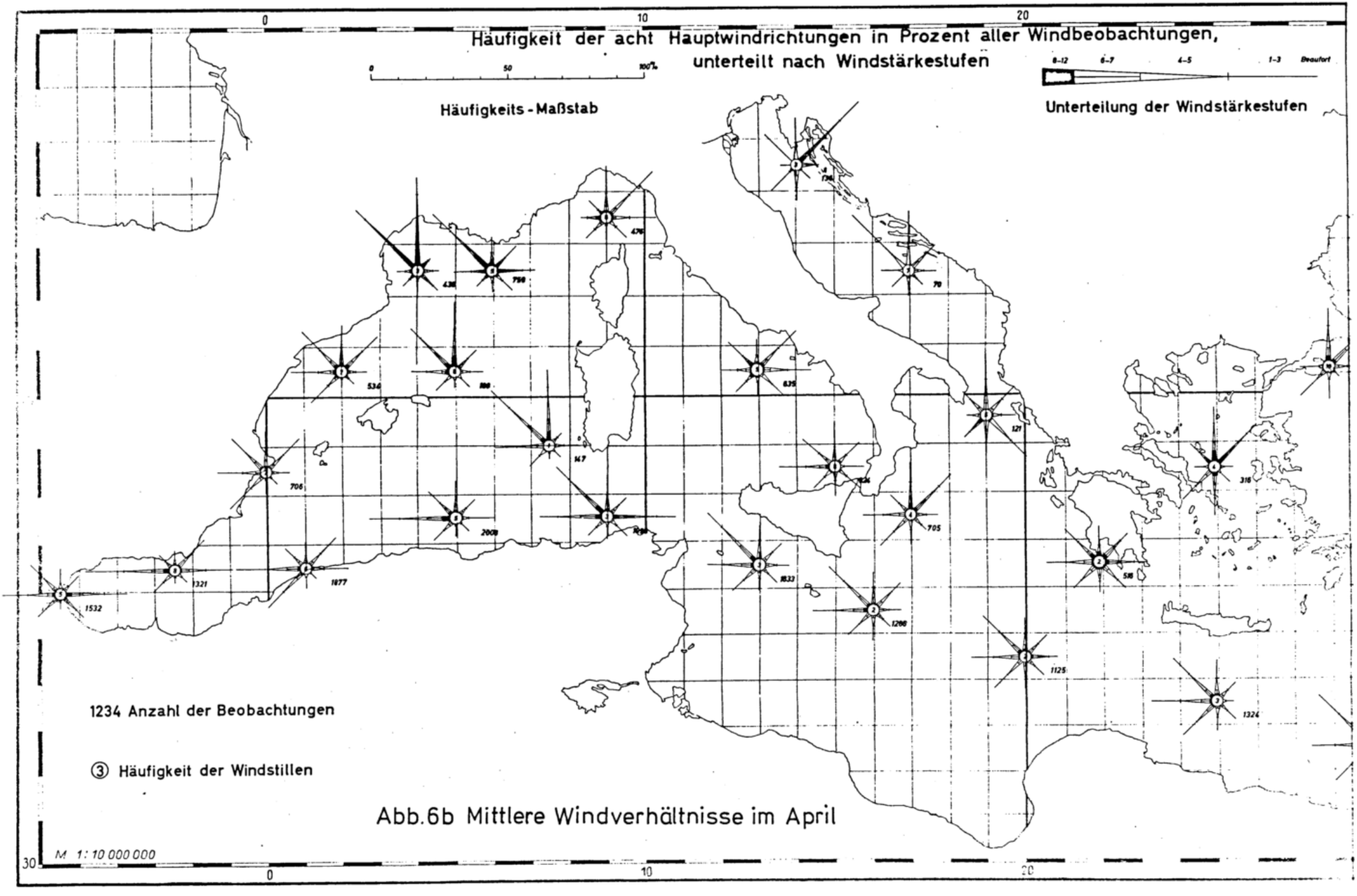
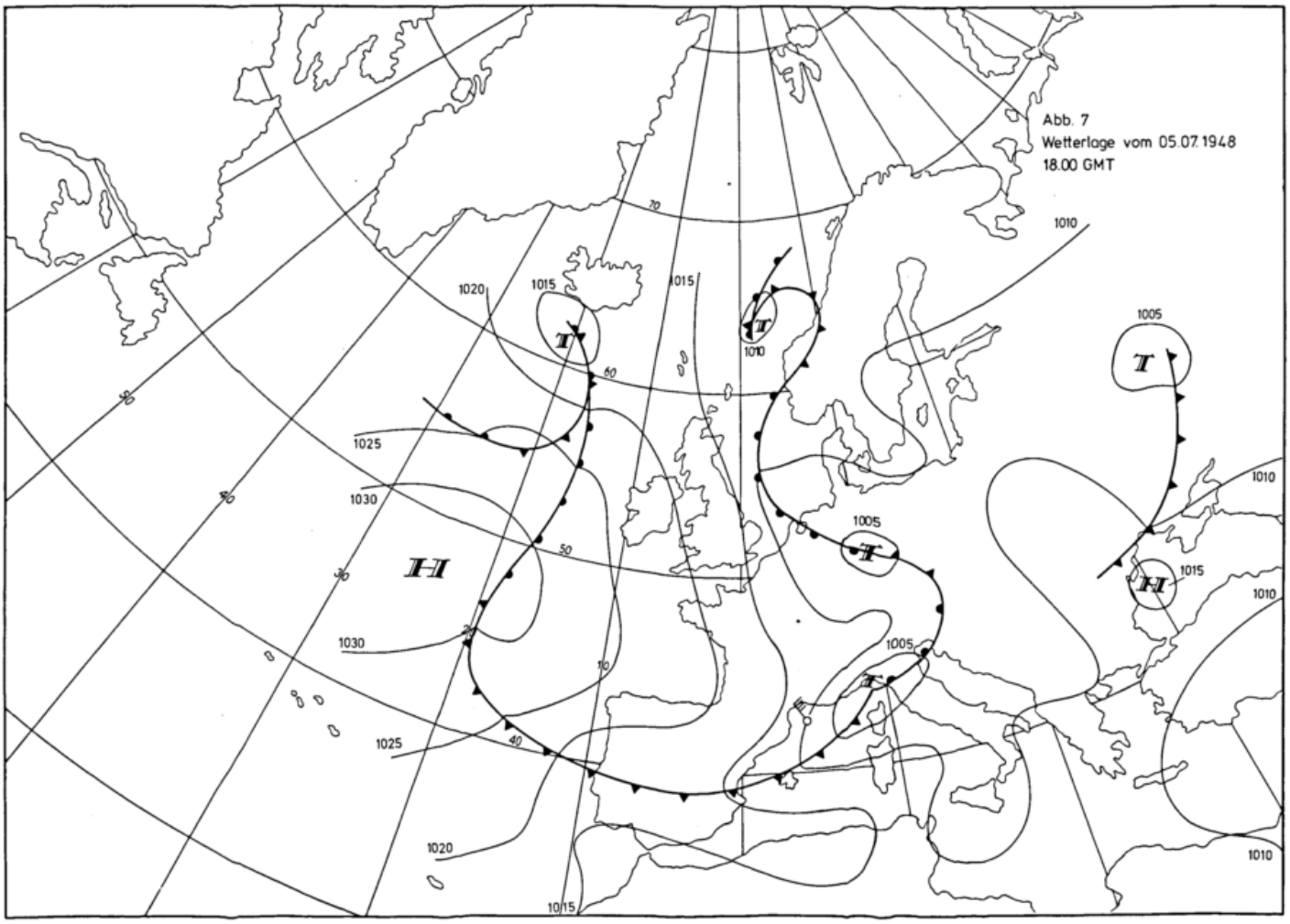
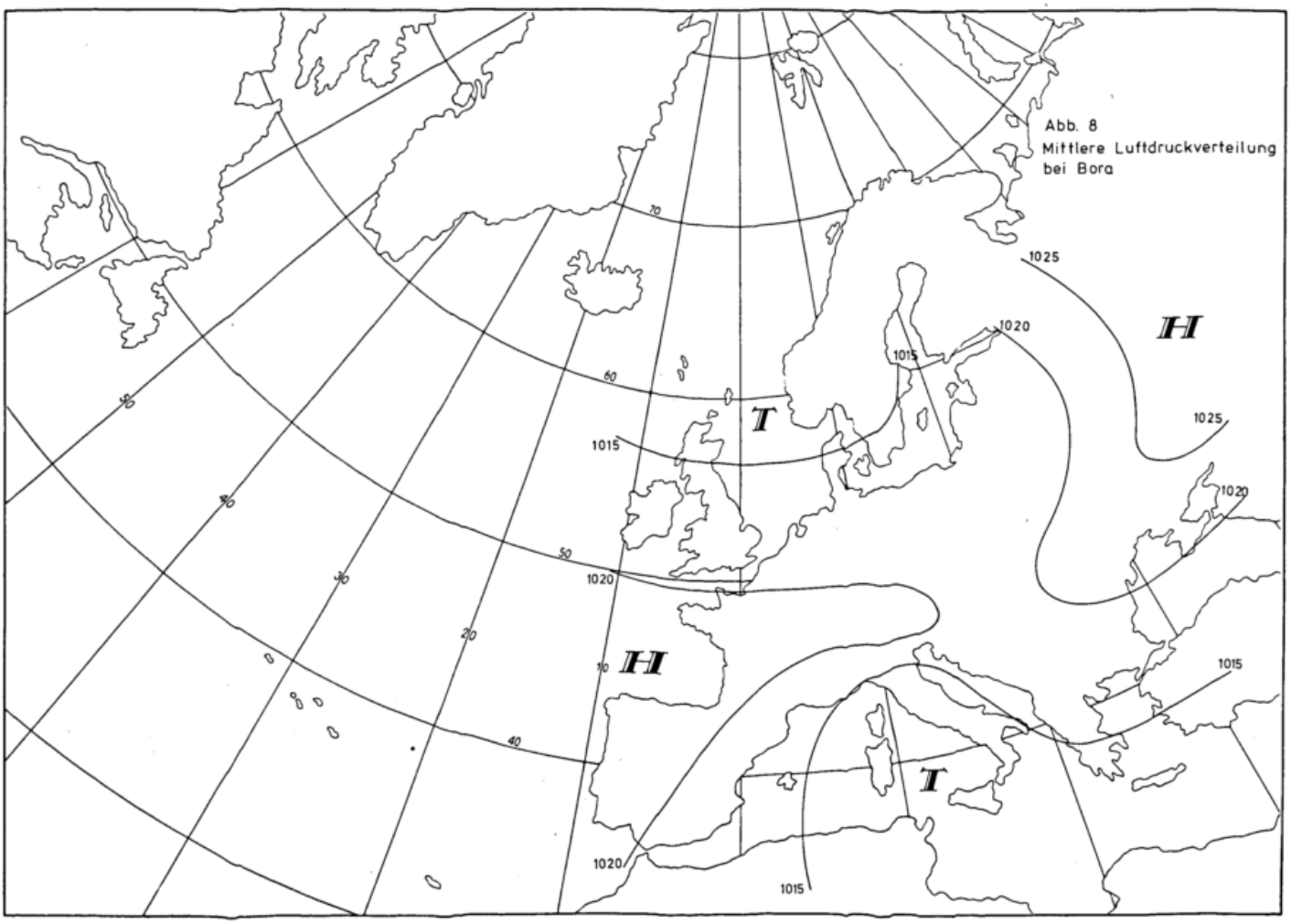


Abb.6b Mittlere Windverhältnisse im April


Abb. 7
Wetterlage vom 05.07.1948
18.00 GMT
1010
1005
1020
1015
1025
1030
H
T
70
60
50
40
30
20
10


Abb. 8
Mittlere Luftdruckverteilung
bei Bora
1025
1020
1015
H
T
70
60
50
40
30
20
10

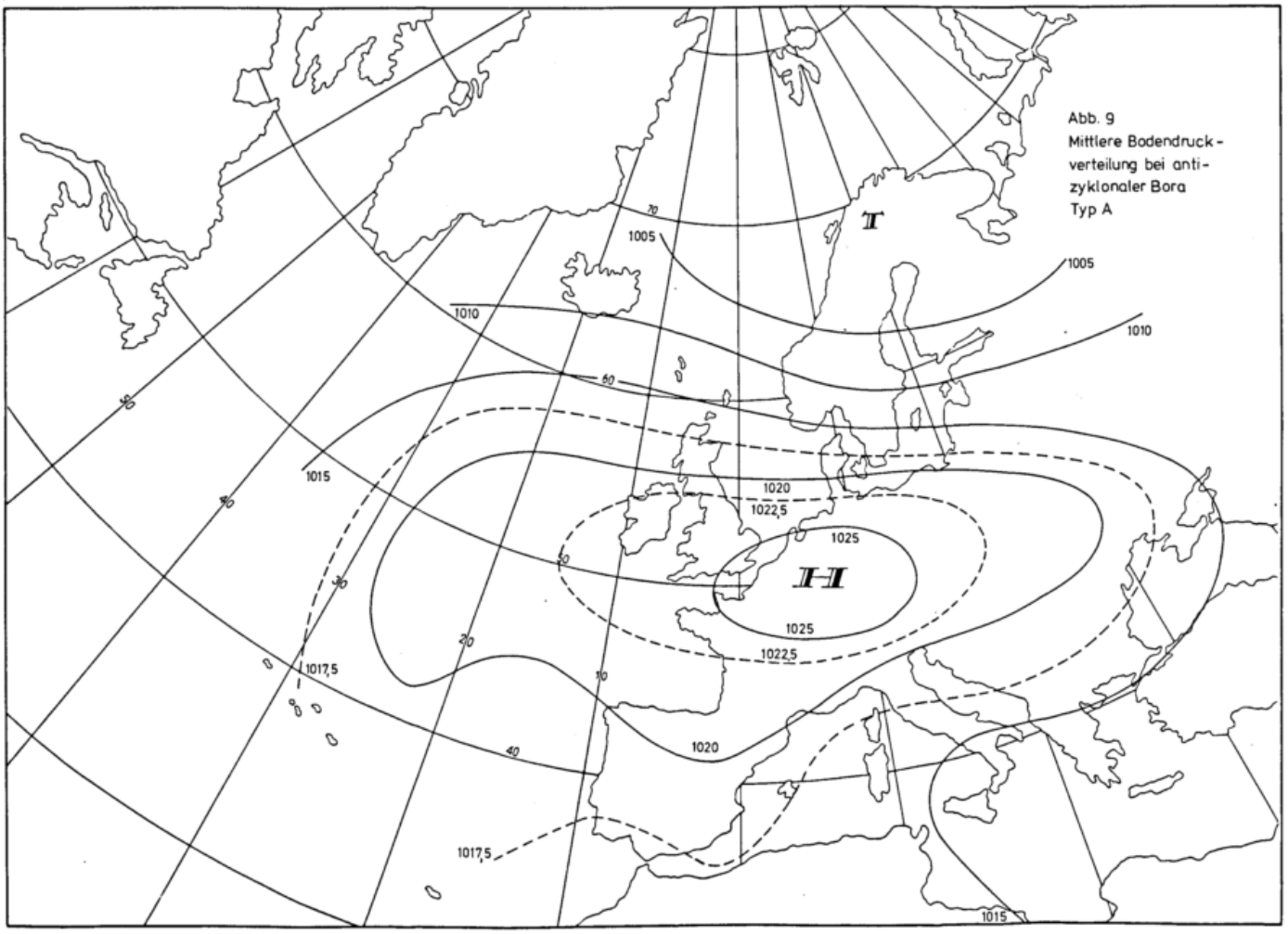


Abb. 9
Mittlere Bodendruck-verteilung bei anti-zyklonaler Bora
Typ A

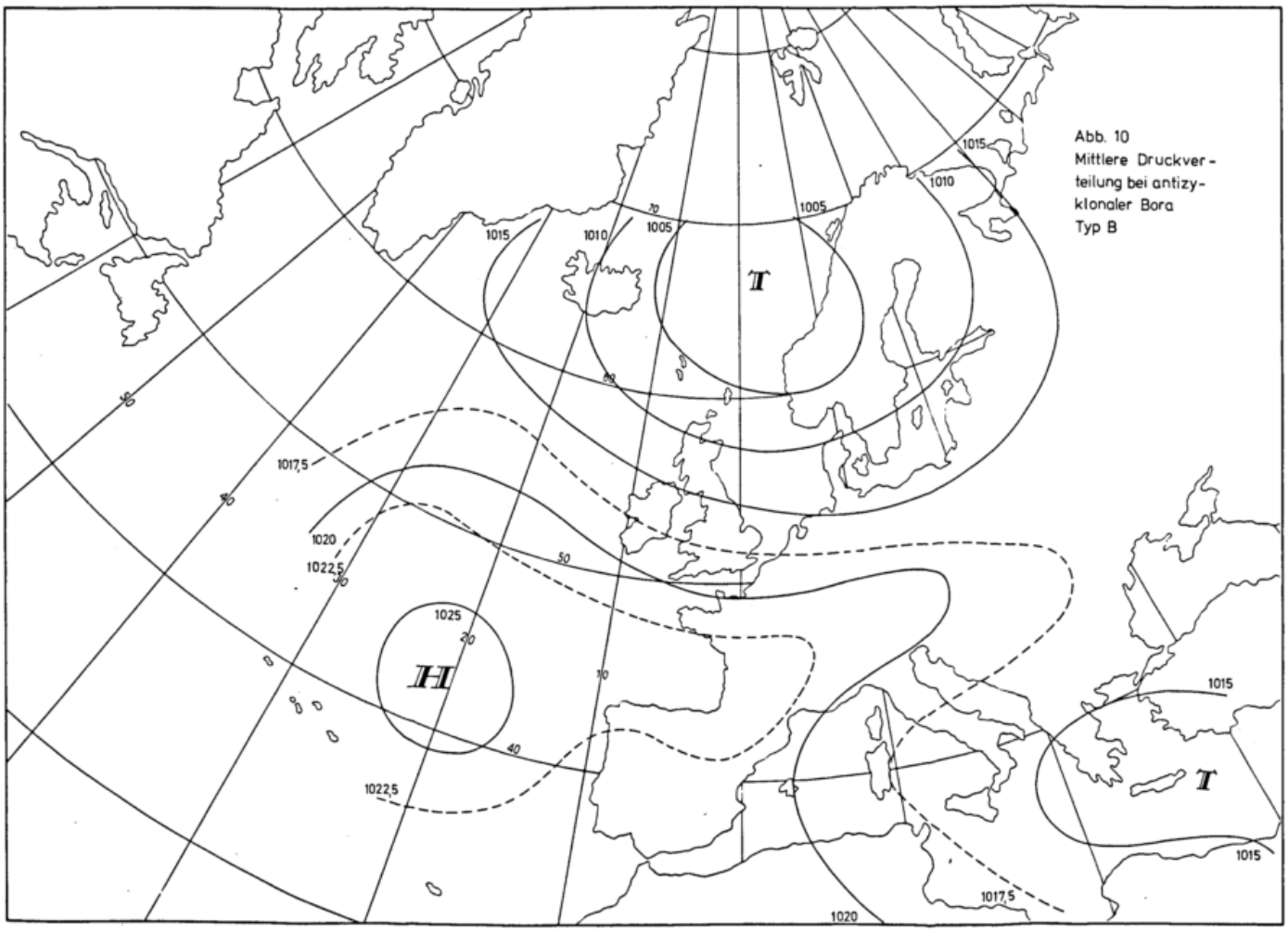
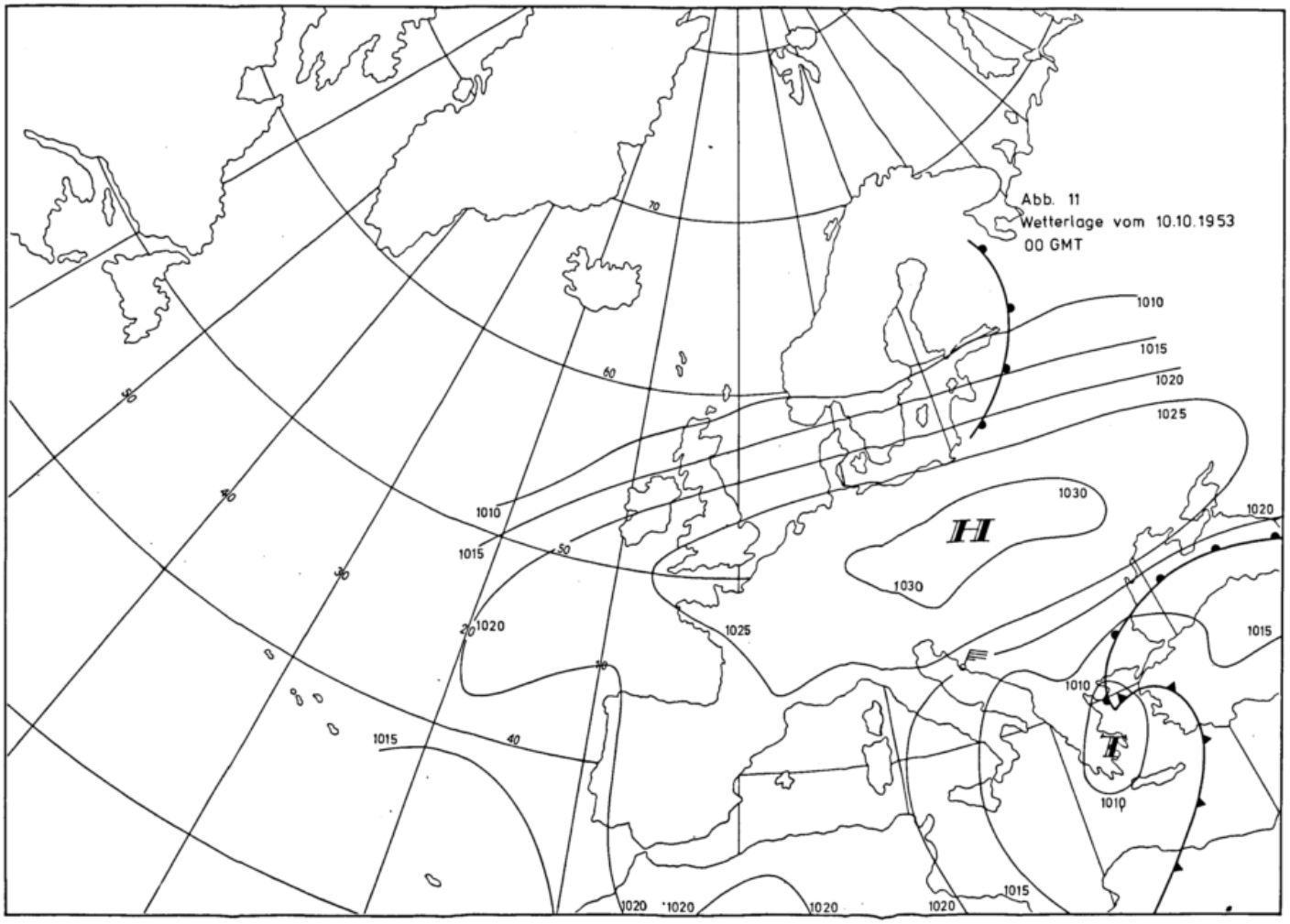
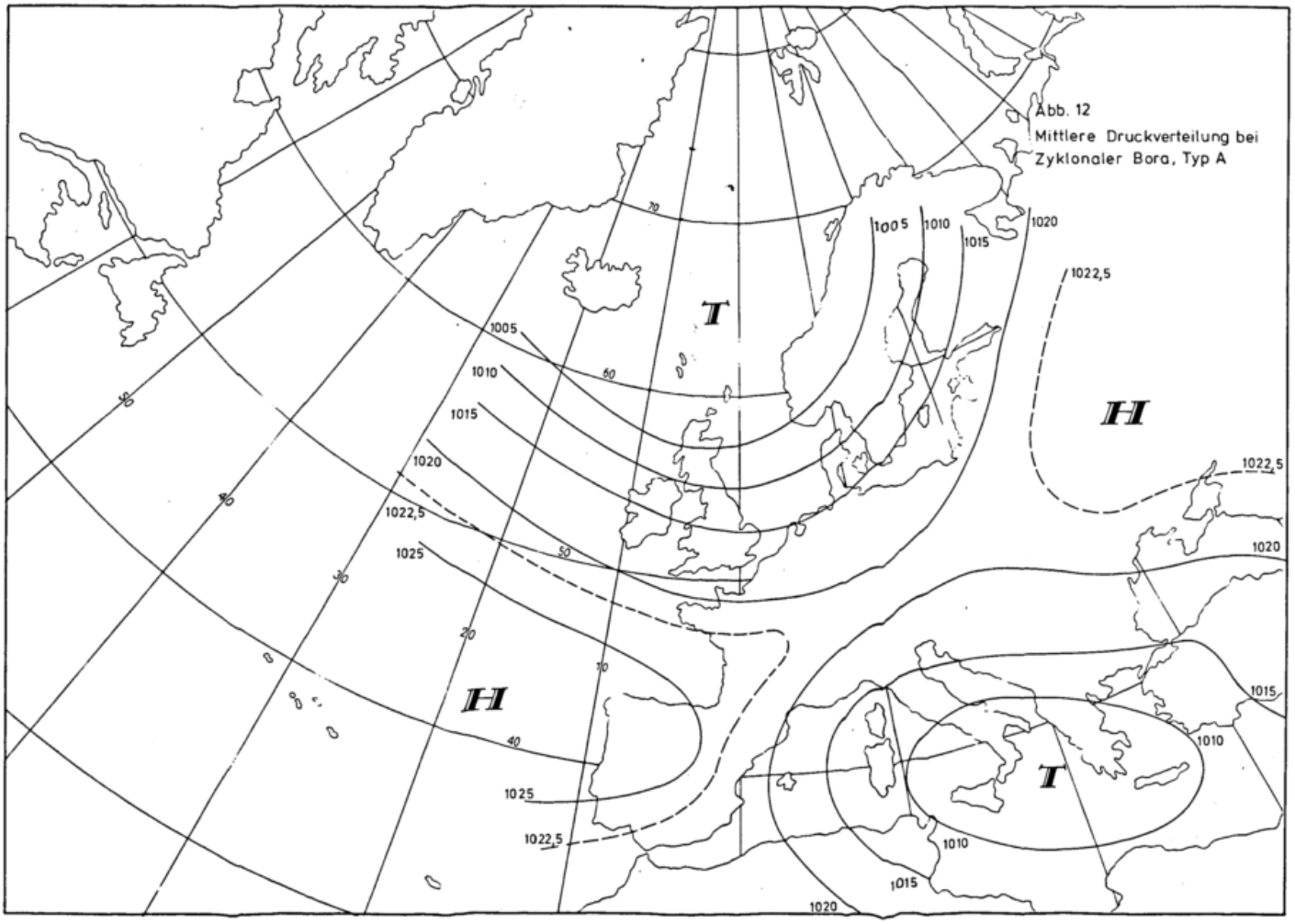
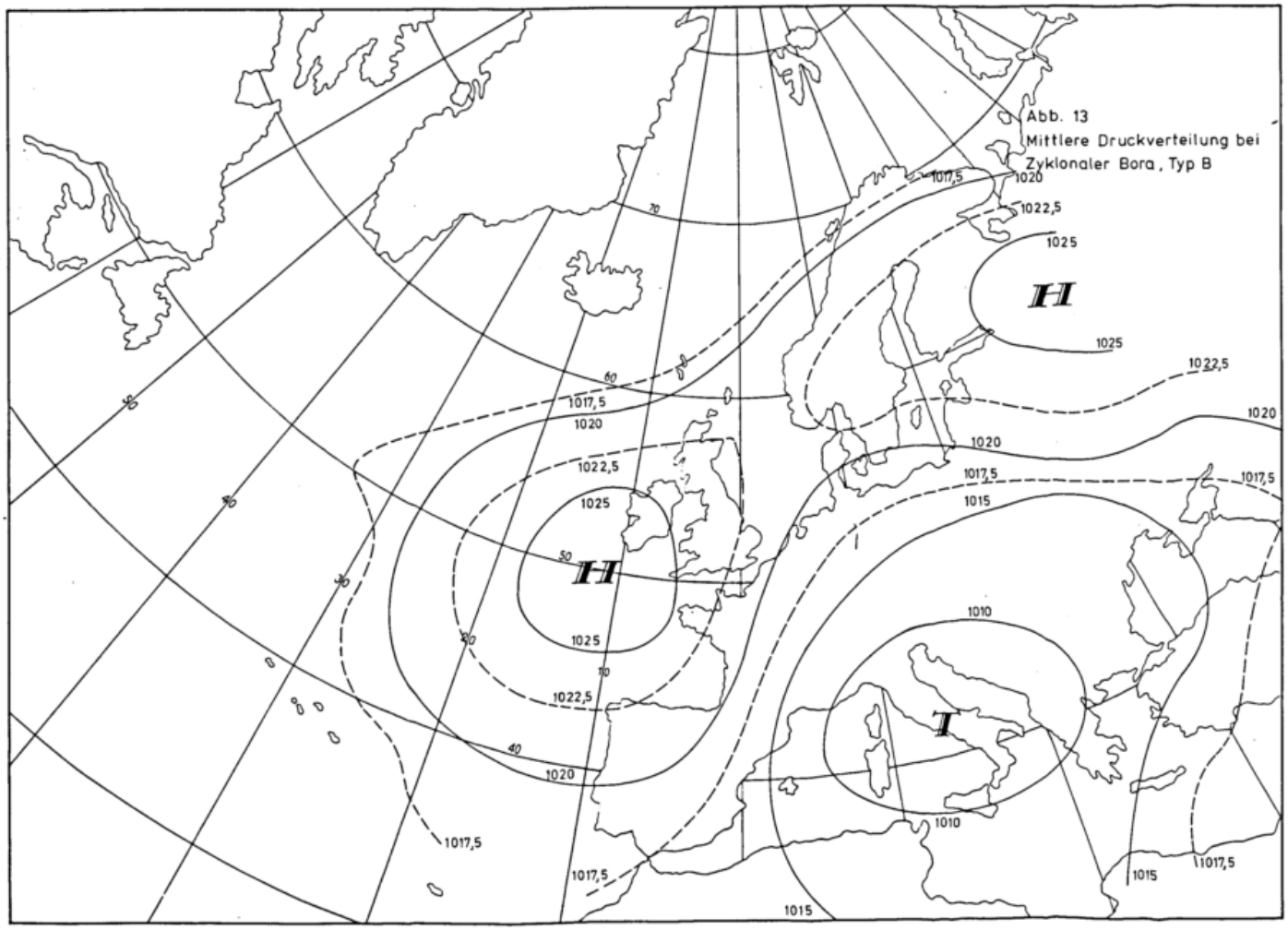
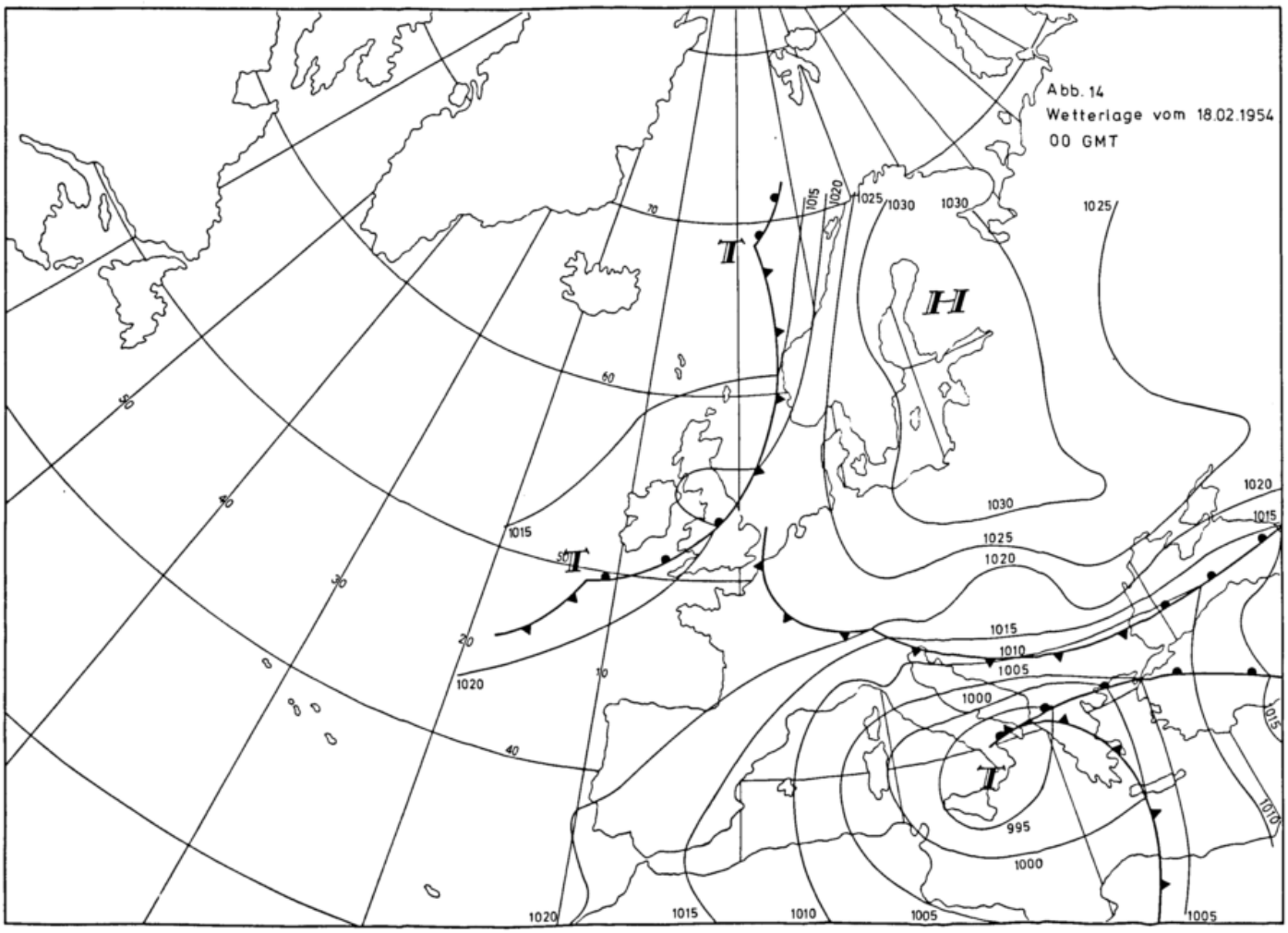


Abb. 10
Mittlere Druckver-teilung bei antizy-klonaler Bora
Typ B


Abb. 11
Wetterlage vom 10.10.1953
00 GMT
H
T
1010
1015
1020
1025
1030
1005
70
60
50
40
30
20
10


Abb. 12
Mittlere Druckverteilung bei
Zyklonaler Bora, Typ A
H
T
1005
1010
1015
1020
1022,5
1025
70
60
50
40
30
20
10


Abb. 13
Mittlere Druckverteilung bei
Zyklonaler Bora, Typ B
H
H
T
1017,5
1020
1022,5
1025
1010
1015
70
60
50
40
30
20
10


Abb. 14
Wetterlage vom 18.02.1954
00 GMT
H
T
T
T
1025
1030
1020
1015
1010
1005
1000
995
70
60
50
40
30
20
10

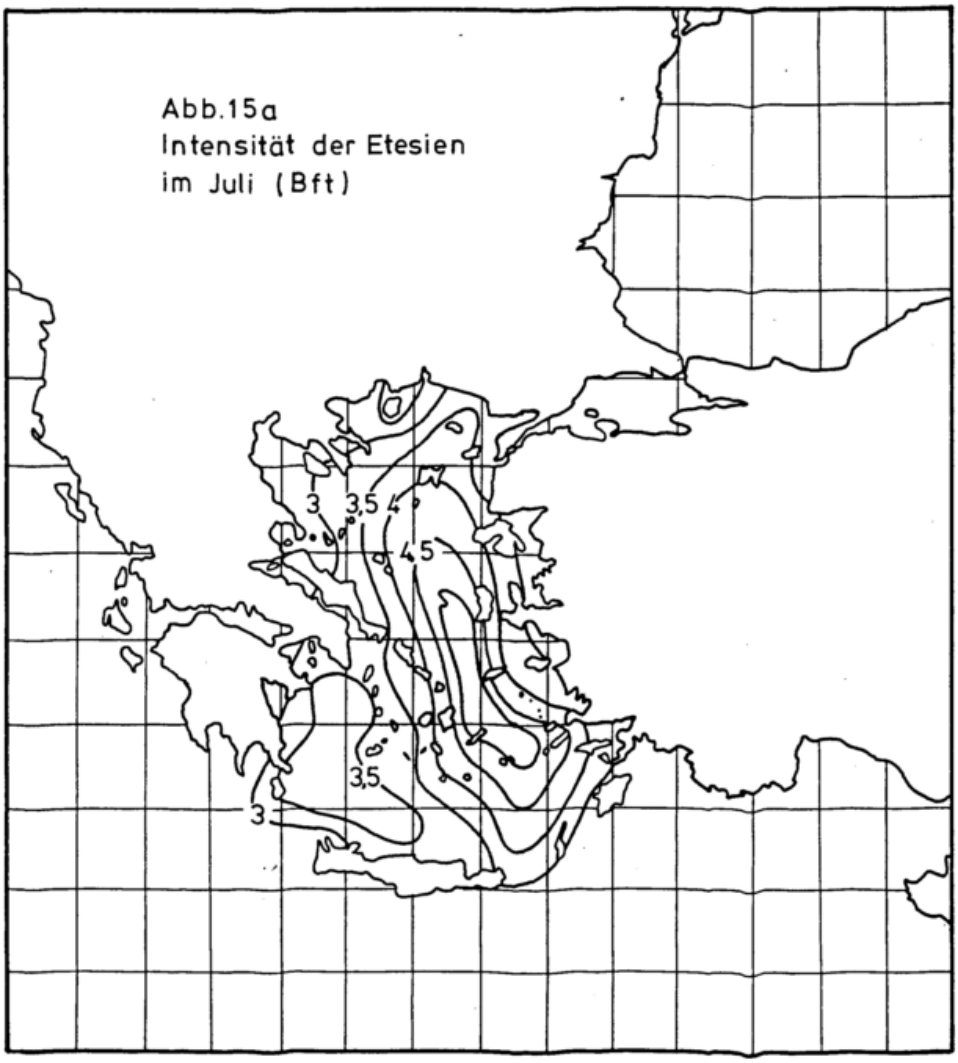


Abb.15a
Intensität der Etesien
im Juli (Bft)

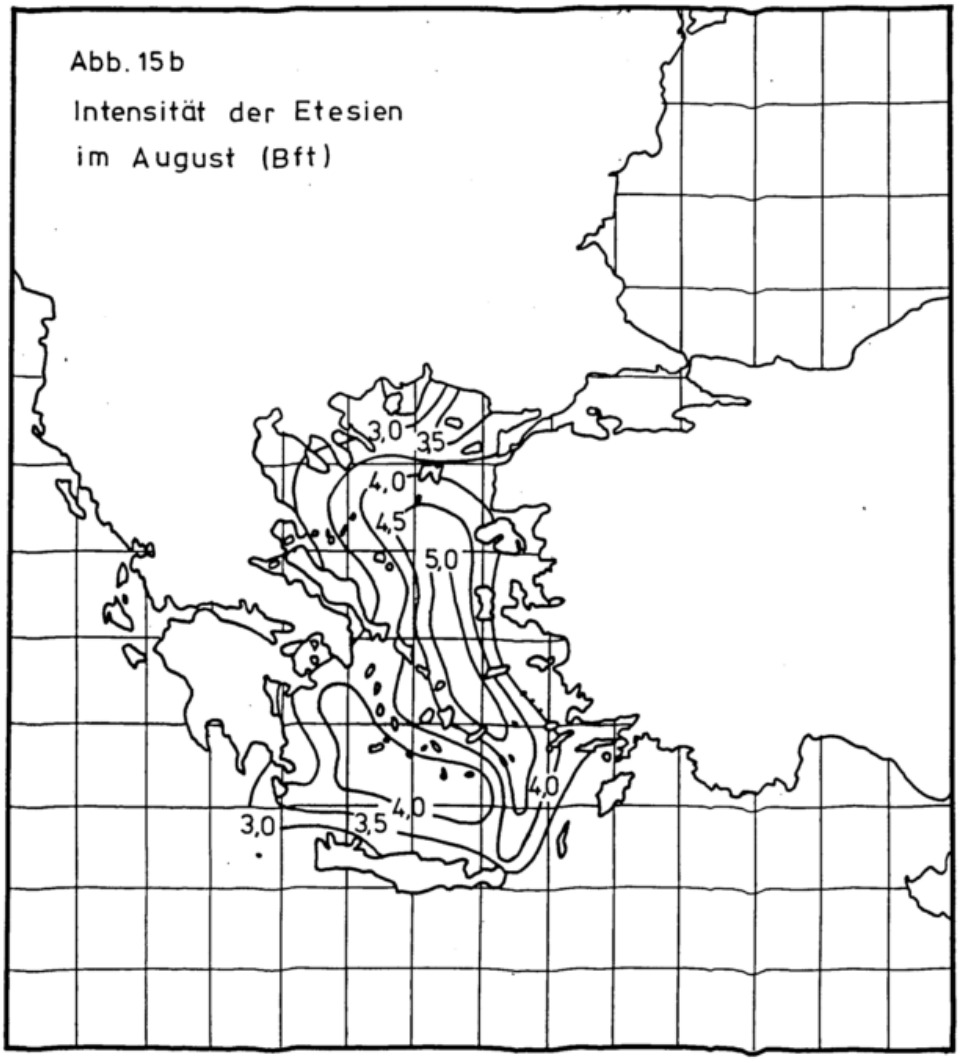


Abb. 15b
Intensität der Etesien
im August (Bft)

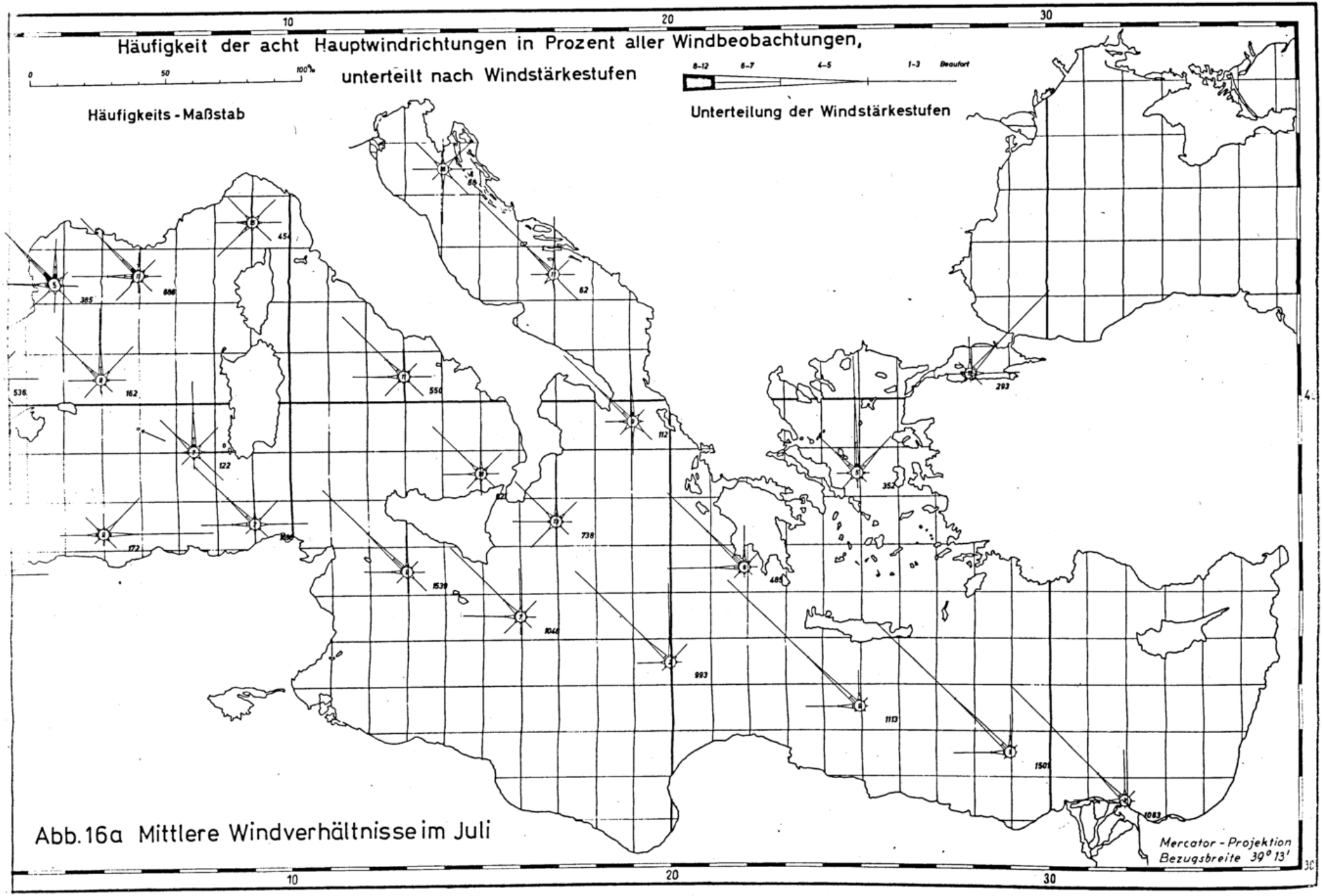


Abb. 16a Mittlere Windverhältnisse im Juli

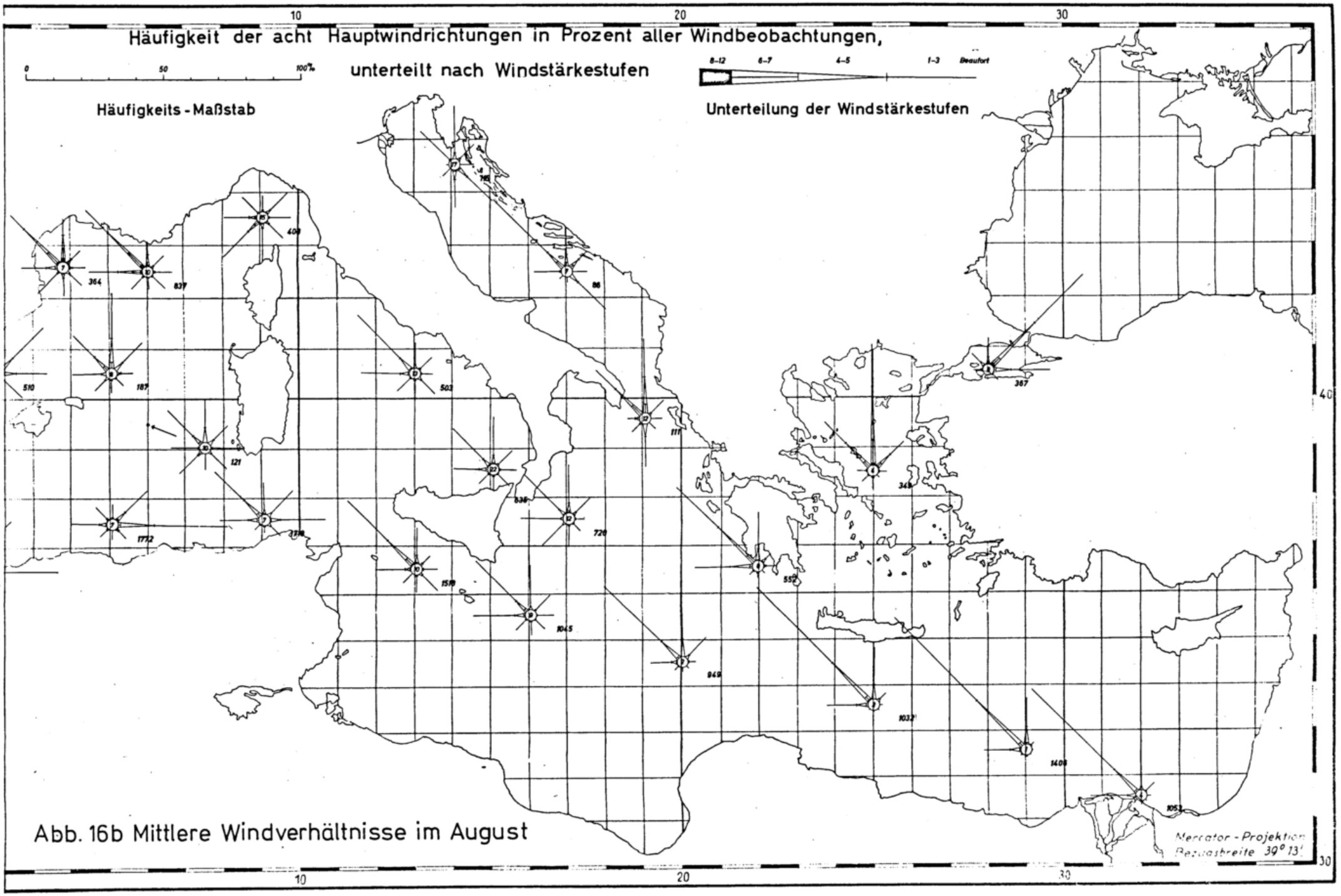


Abb. 16b Mittlere Windverhältnisse im August

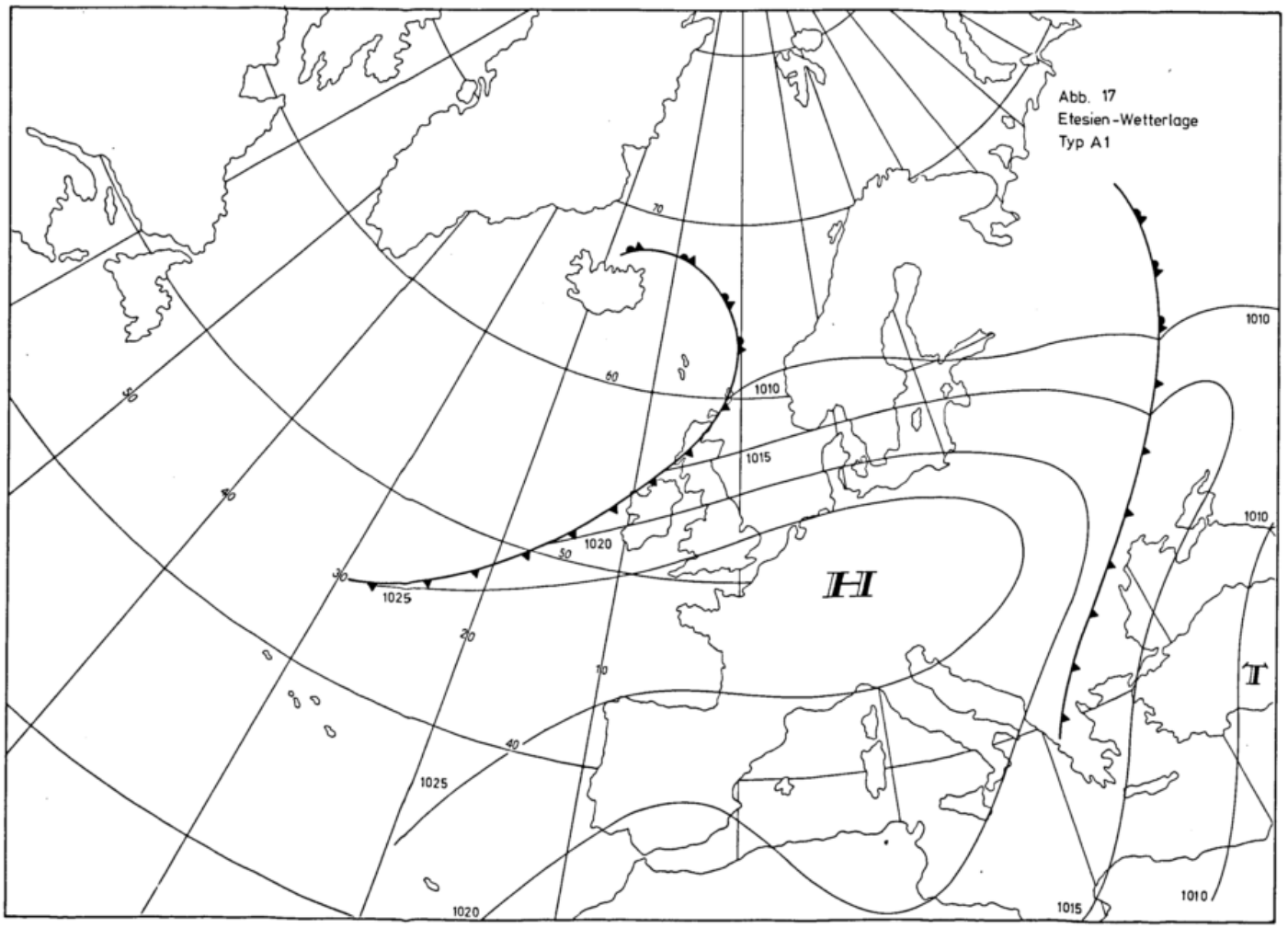


Abb. 17
Etesien-Wetterlage
Typ A1

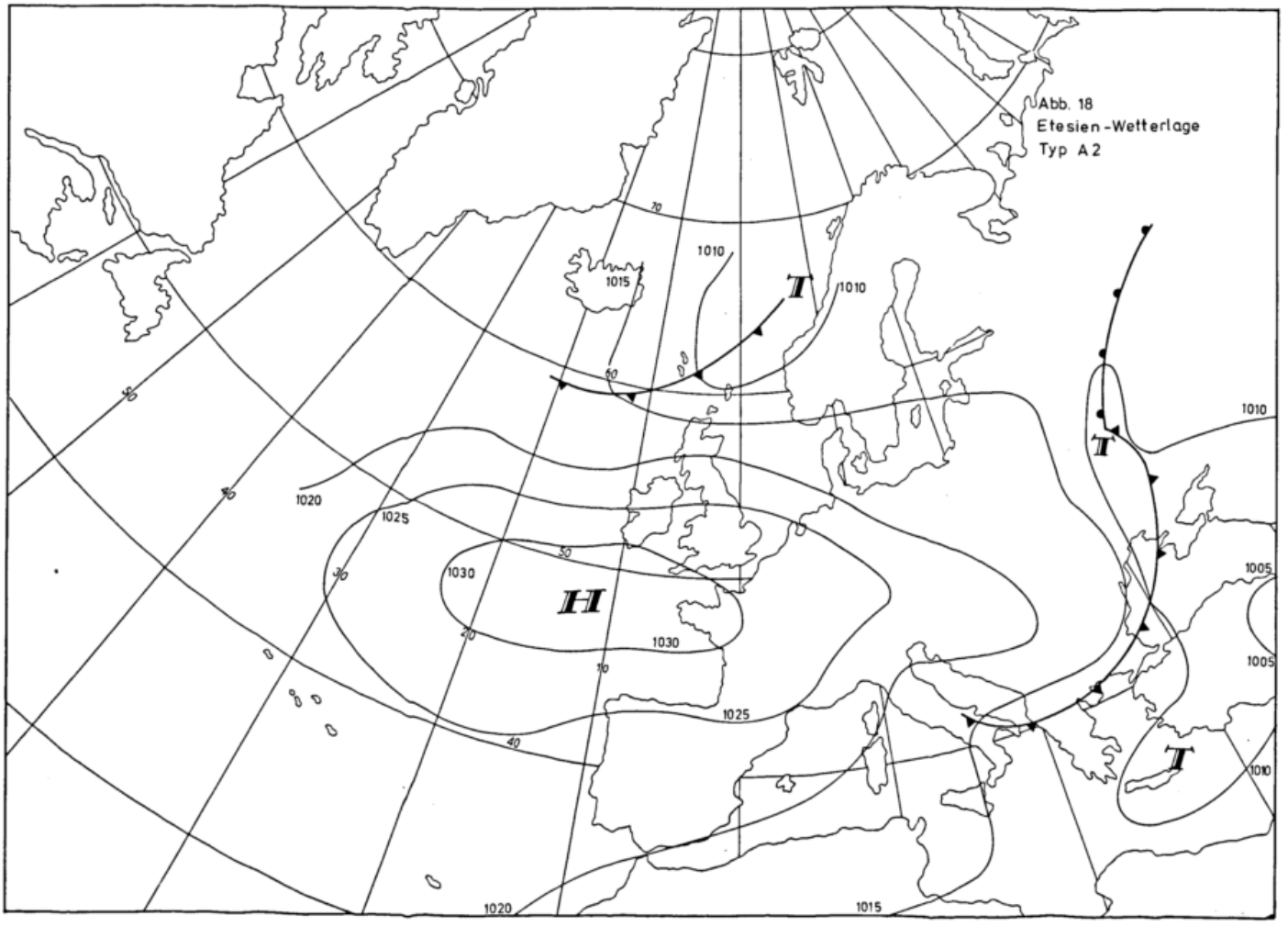
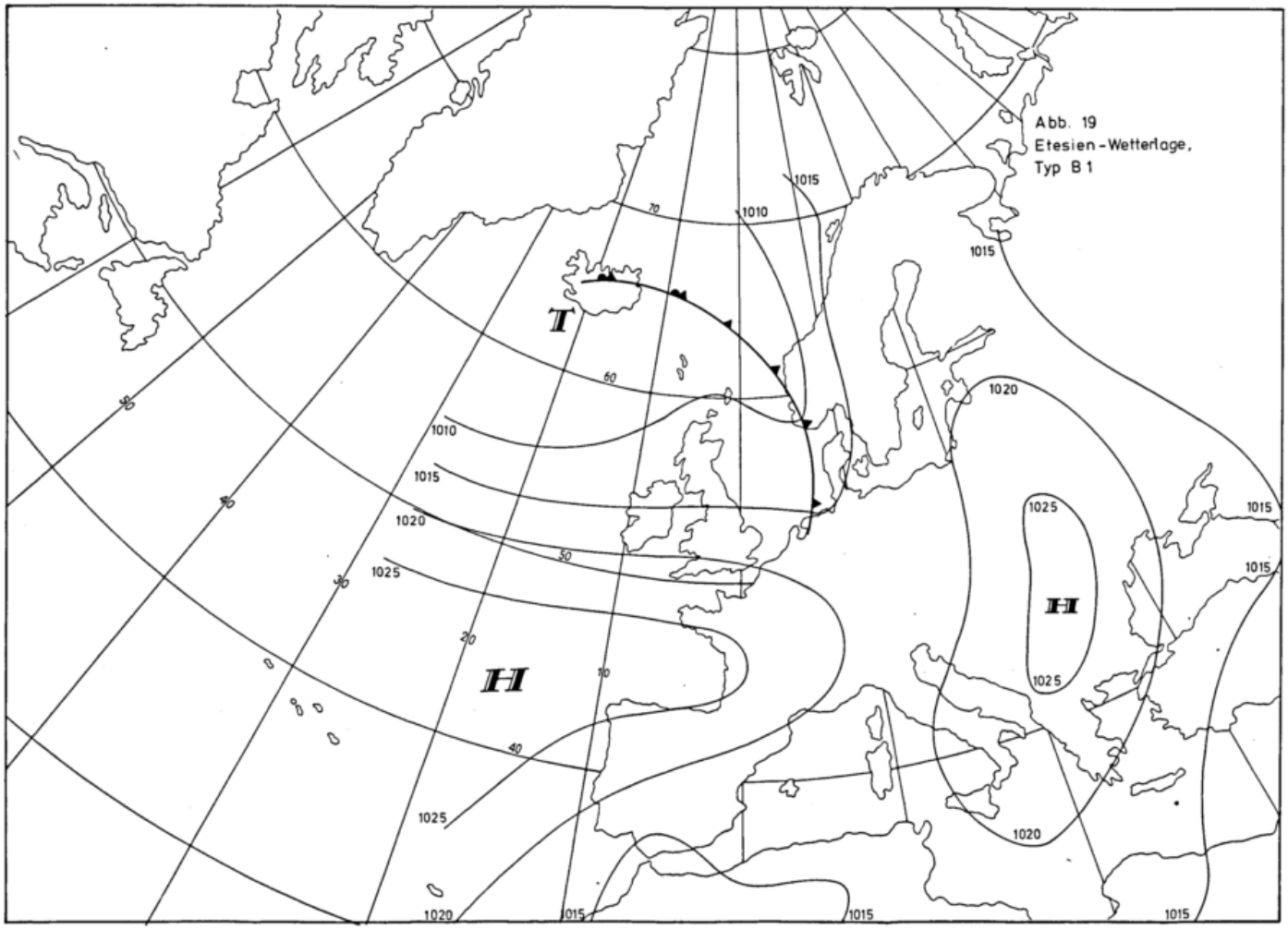
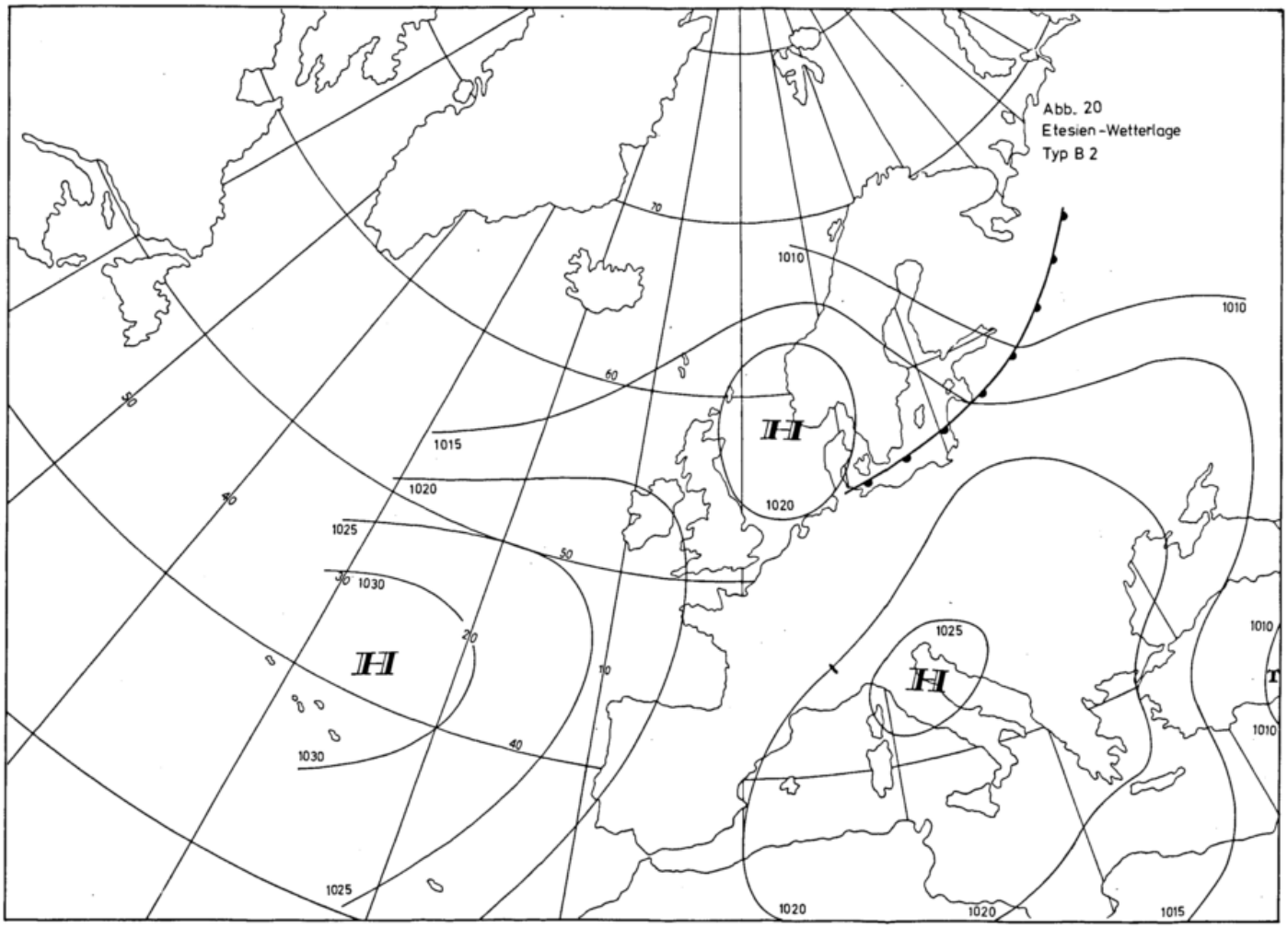


Abb. 18
Etesien-Wetterlage
Typ A2


Abb. 19
Etesien-Wetterlage,
Typ B 1
T
H
H
1010
1015
1020
1025
70
60
50
40
30
20
10


Abb. 20
Etesien-Wetterlage
Typ B 2
H
H
1010
1015
1020
1025
1030
70
60
50
40
30
20
10

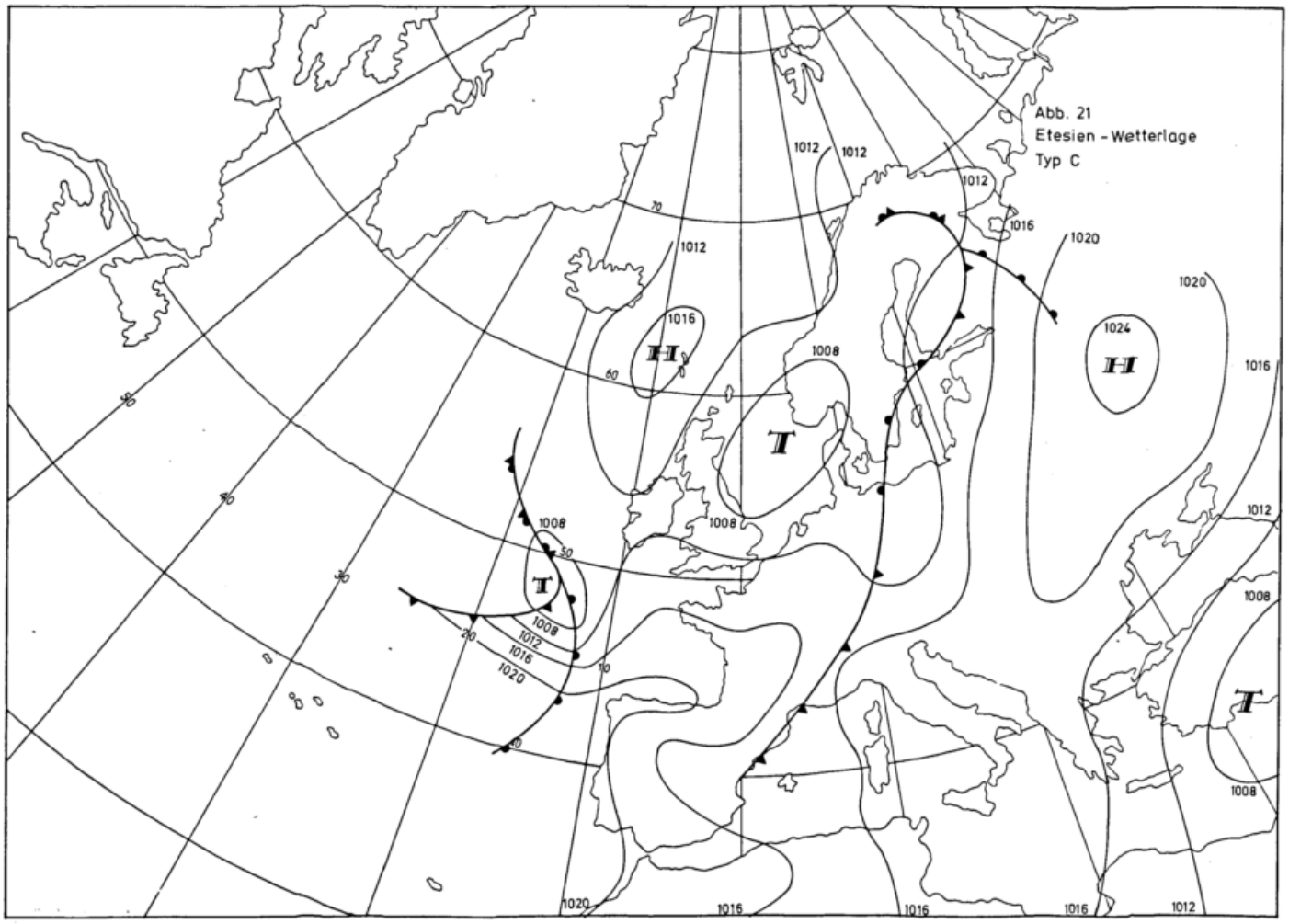


Abb. 21
Etesien - Wetterlage
Typ C

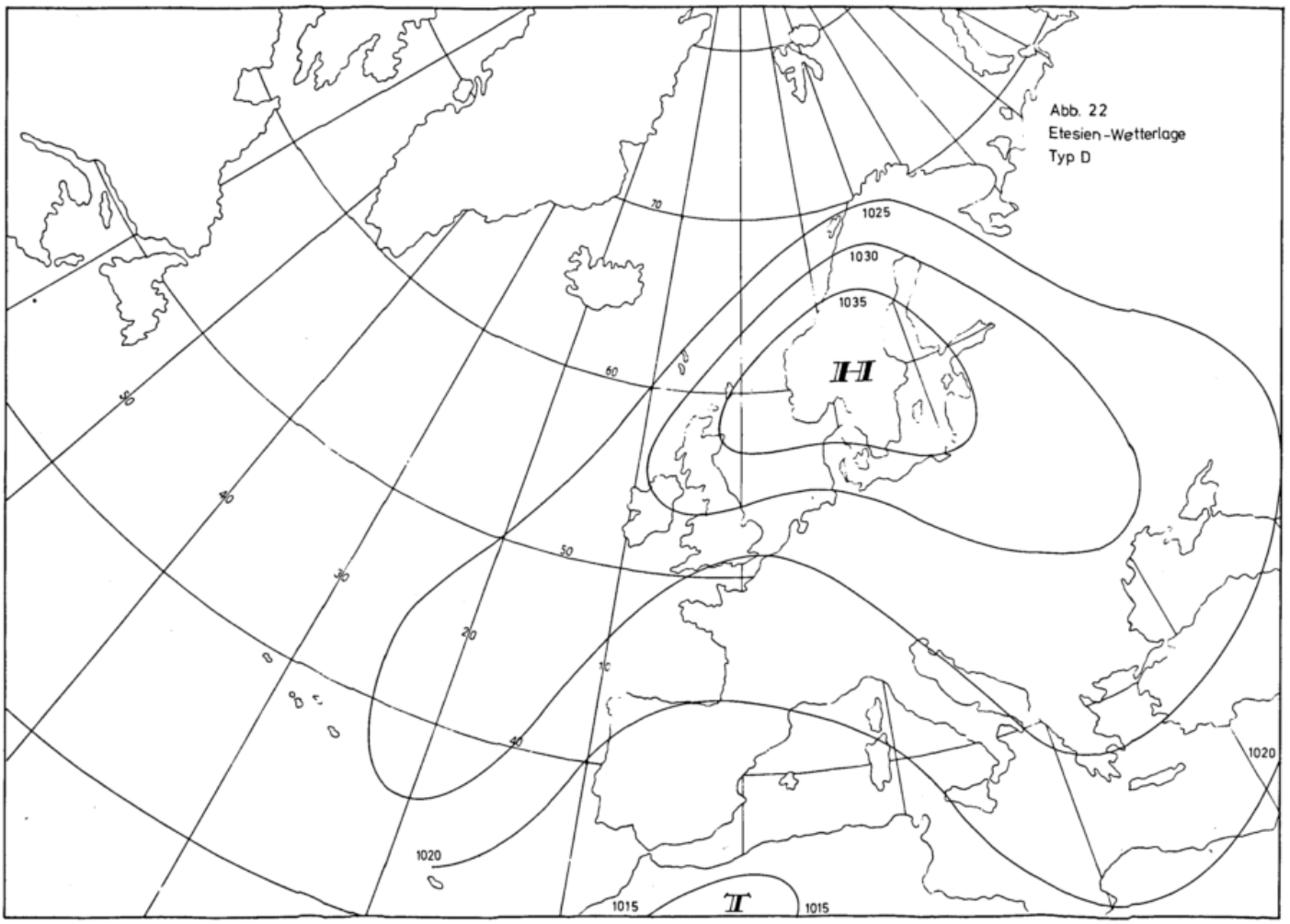
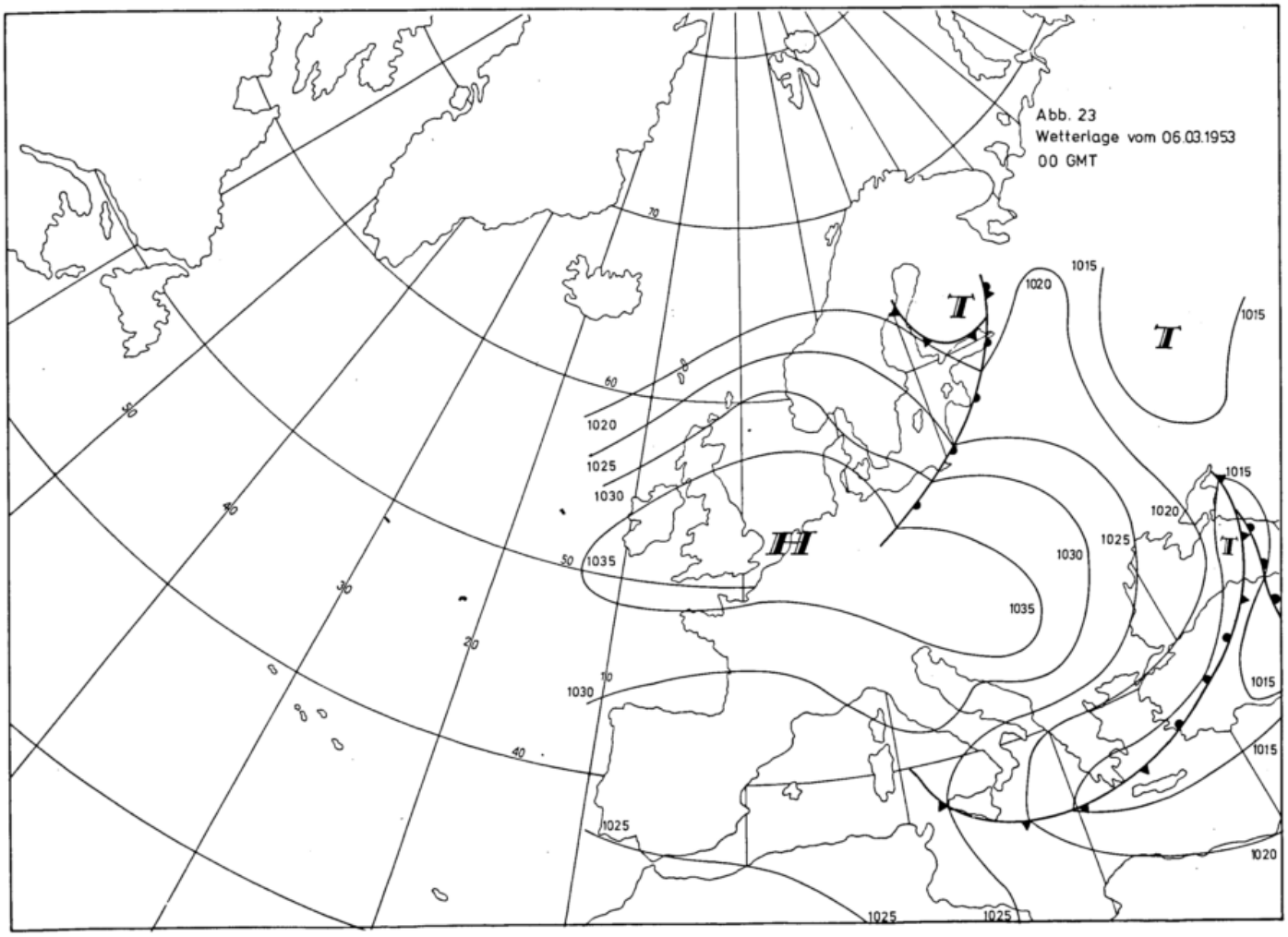


Abb. 22
Etesien - Wetterlage
Typ D


Abb. 23
Wetterlage vom 06.03.1953
00 GMT
T
T
T
H
1015
1020
1025
1030
1035

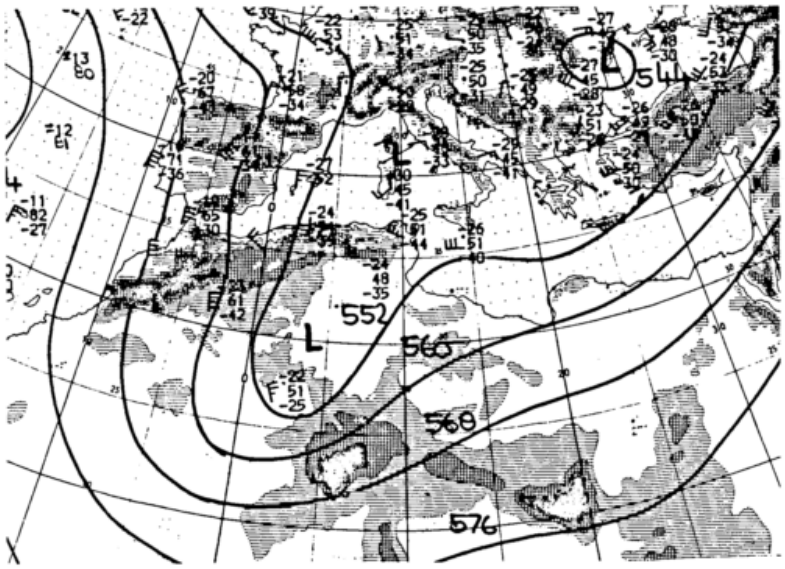

552
565
568
576
L
L

Abb. 24

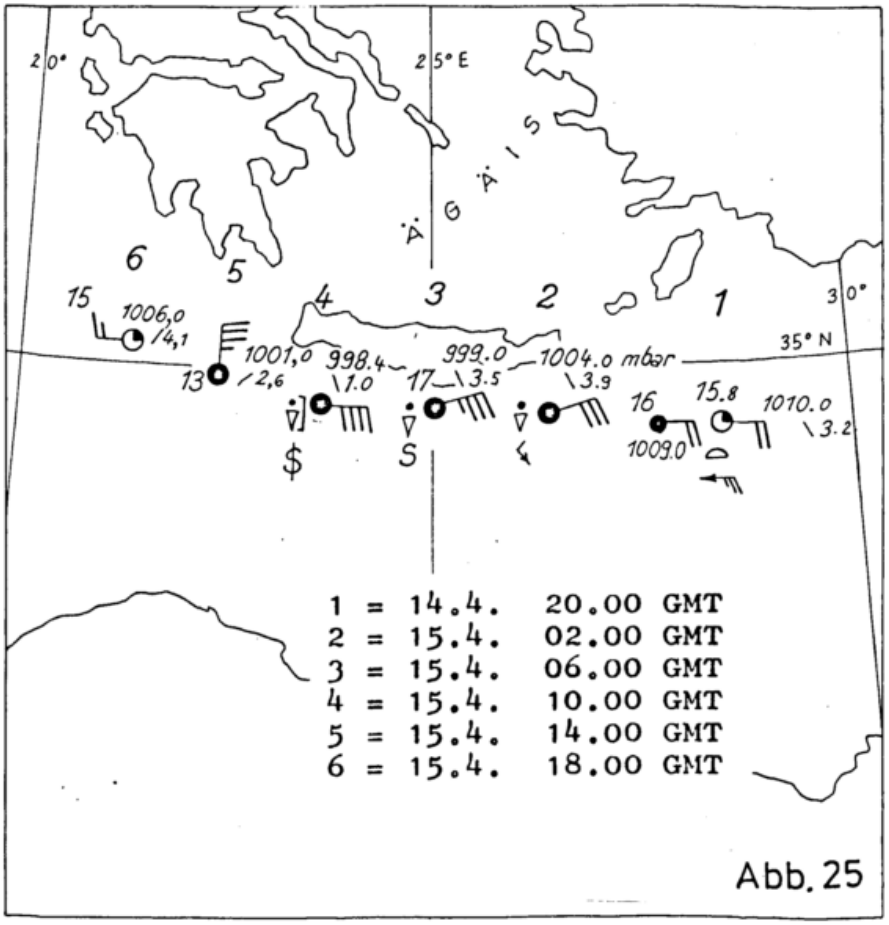
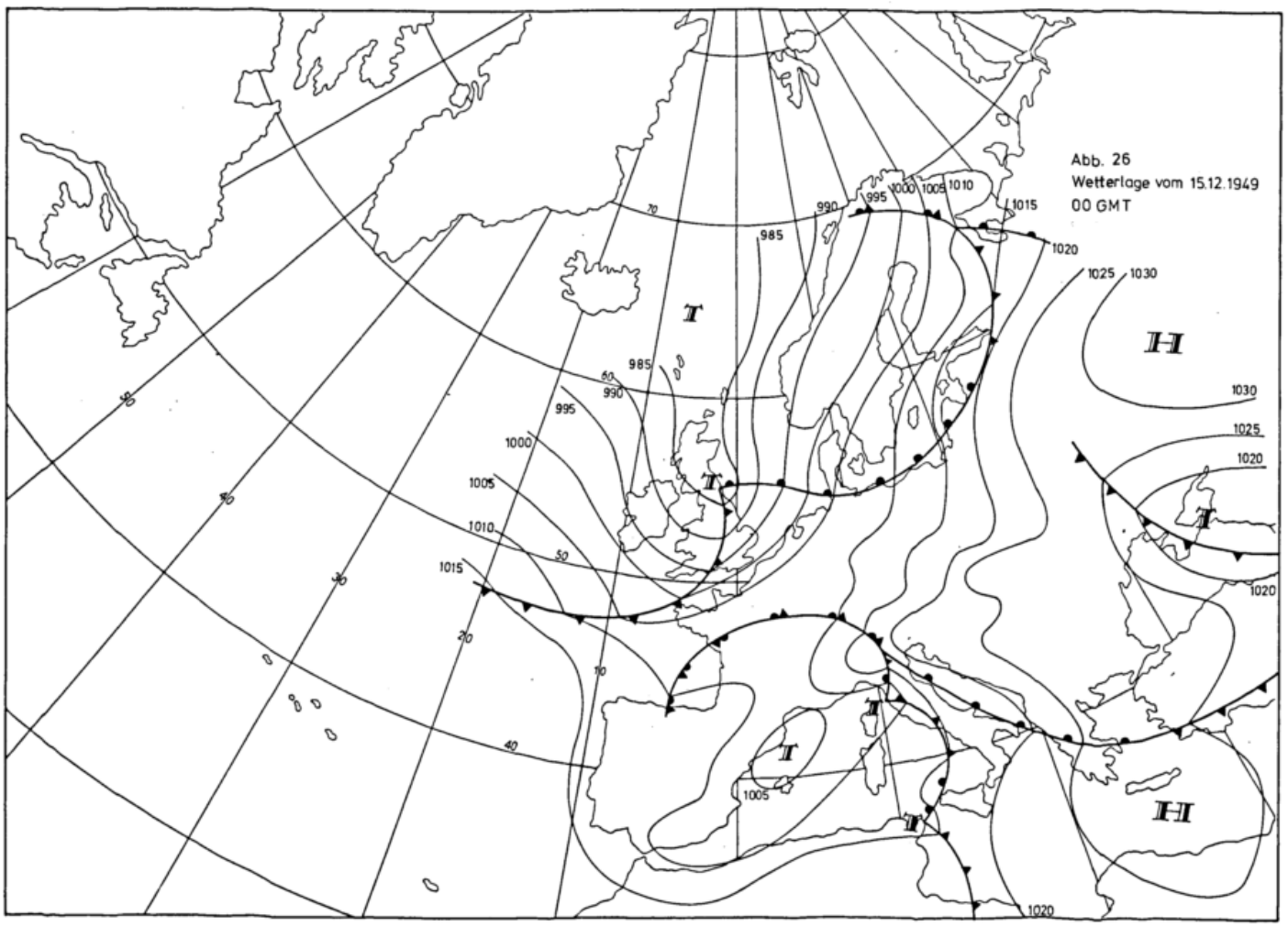
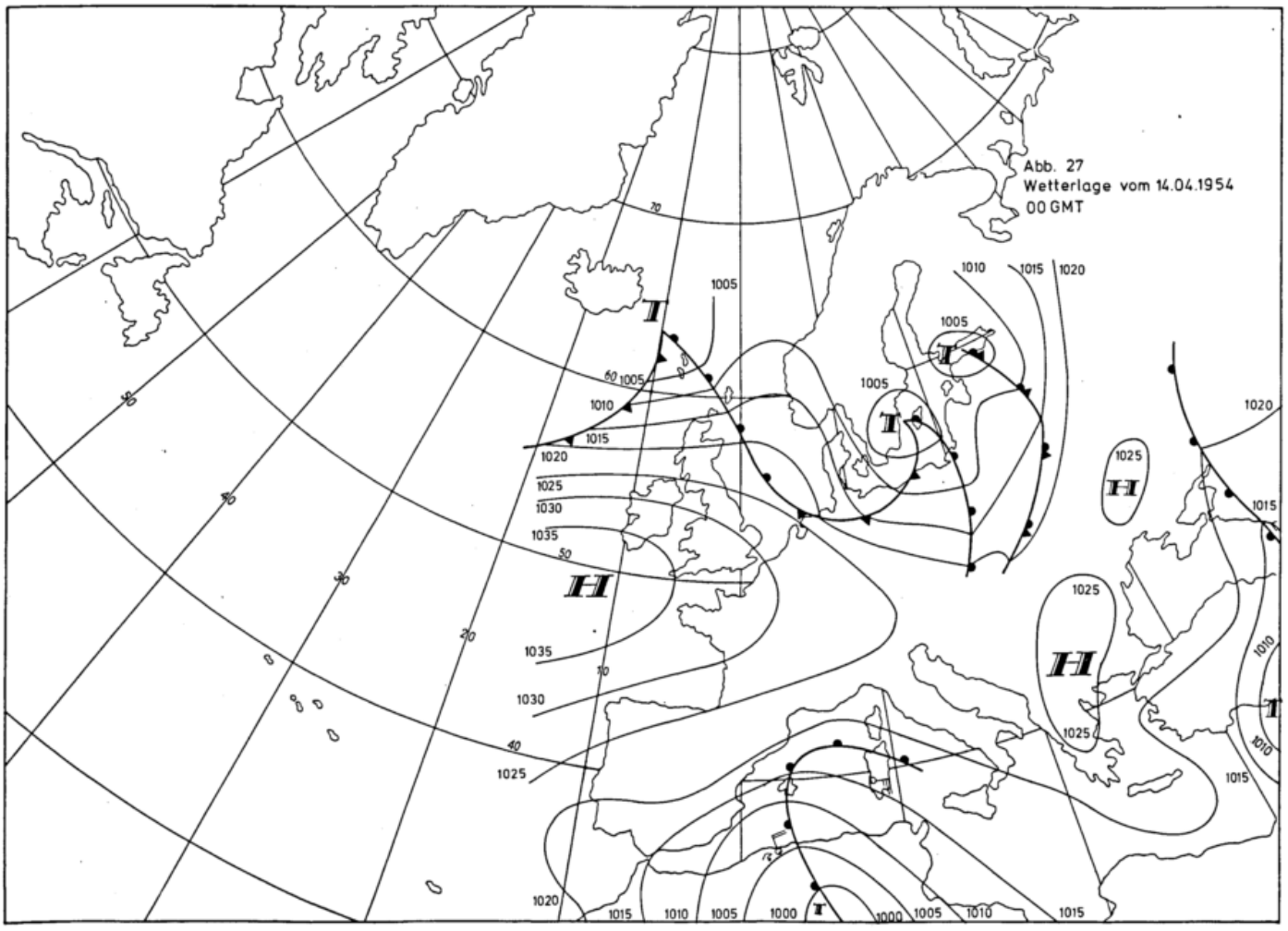
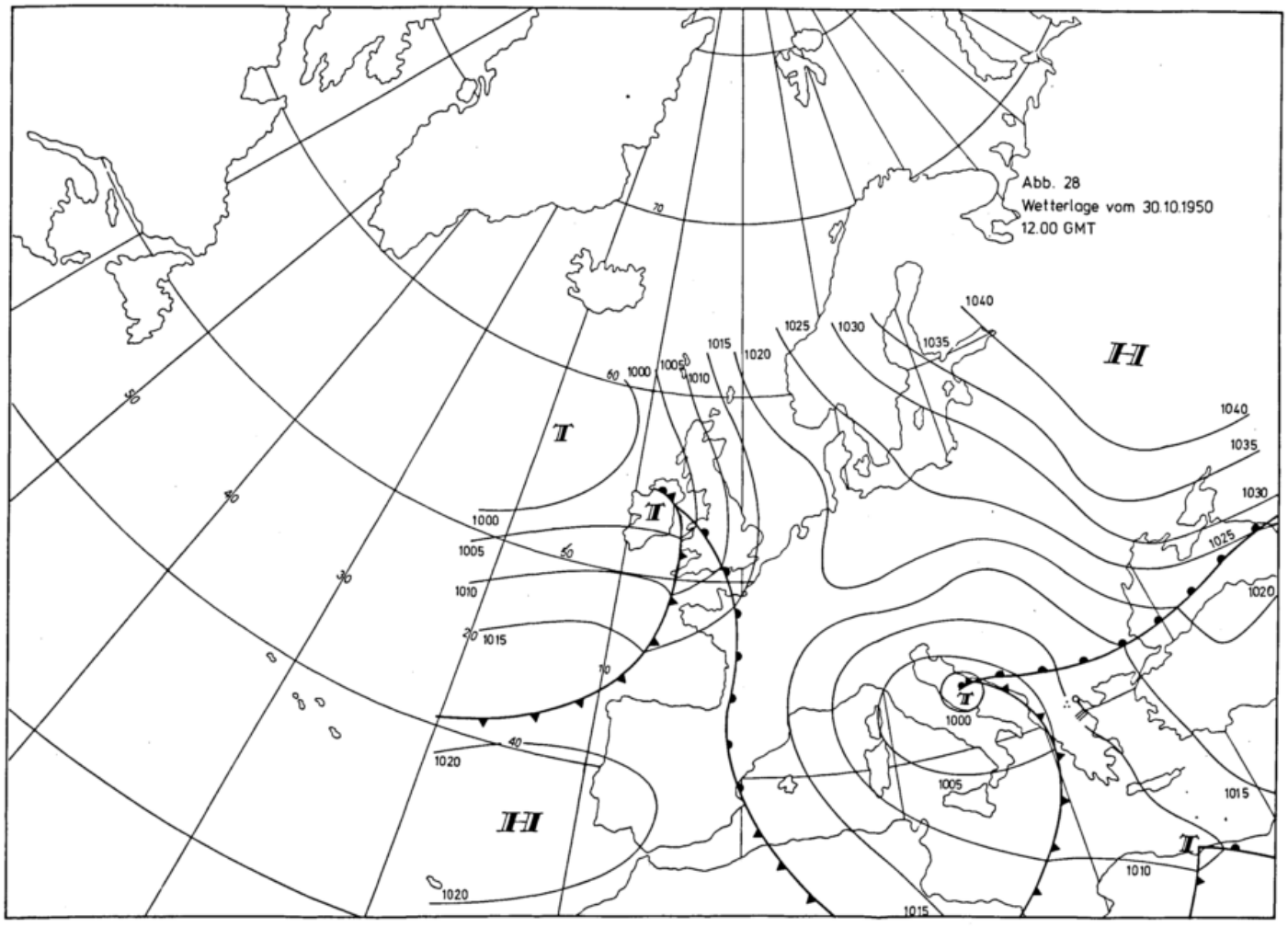
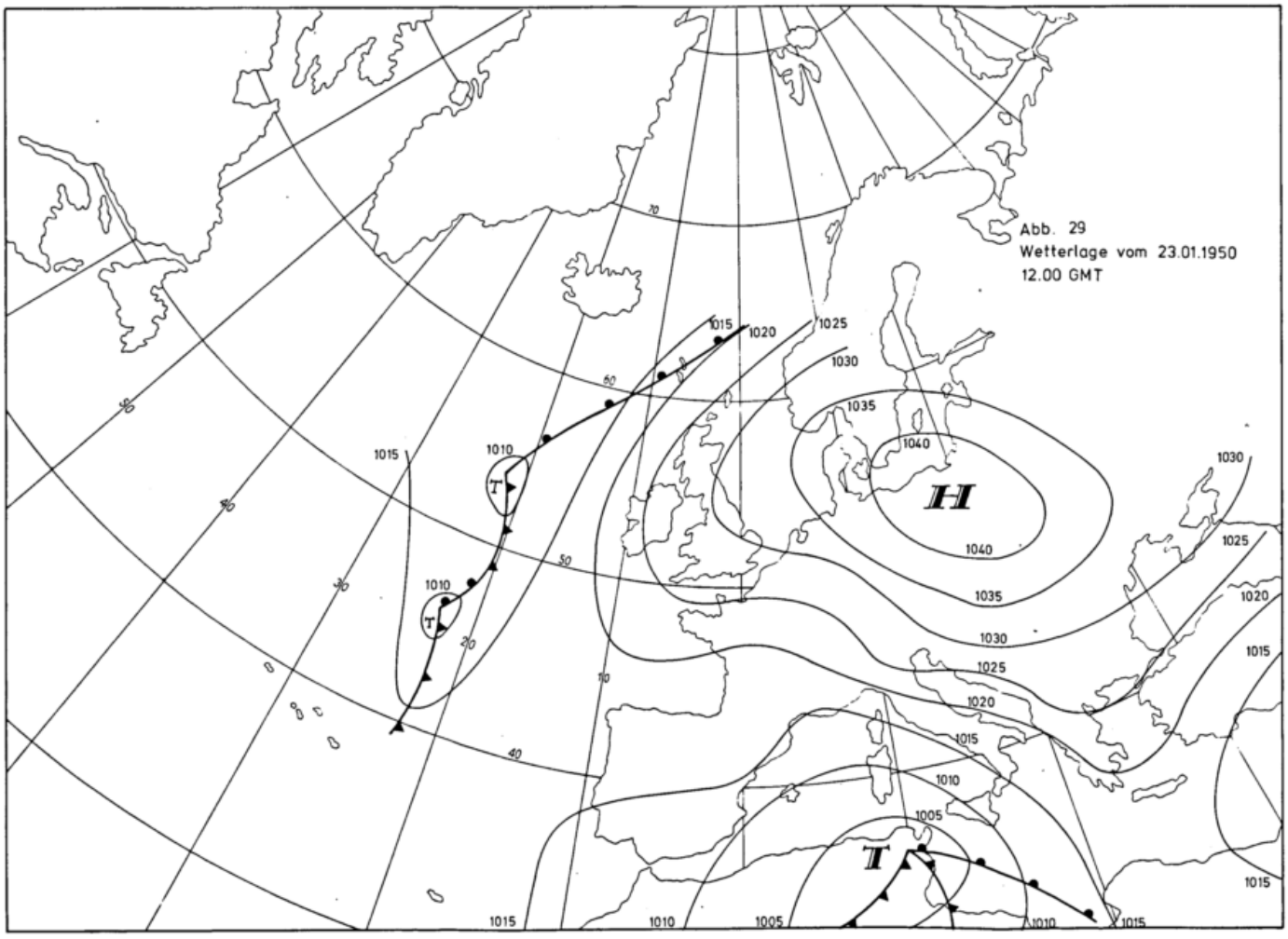

20°
25° E
ÄGÄIS
6
5
4
3
2
1
30°
35° N
15
1006,0
/4,1
13
1001,0
/2,6
998.4
\1.0
17
999.0
\3.5
1004.0 mbar
\3.9
16
1009.0
15.8
1010.0
\3.2
$
S
1 = 14.4. 20.00 GMT
2 = 15.4. 02.00 GMT
3 = 15.4. 06.00 GMT
4 = 15.4. 10.00 GMT
5 = 15.4. 14.00 GMT
6 = 15.4. 18.00 GMT

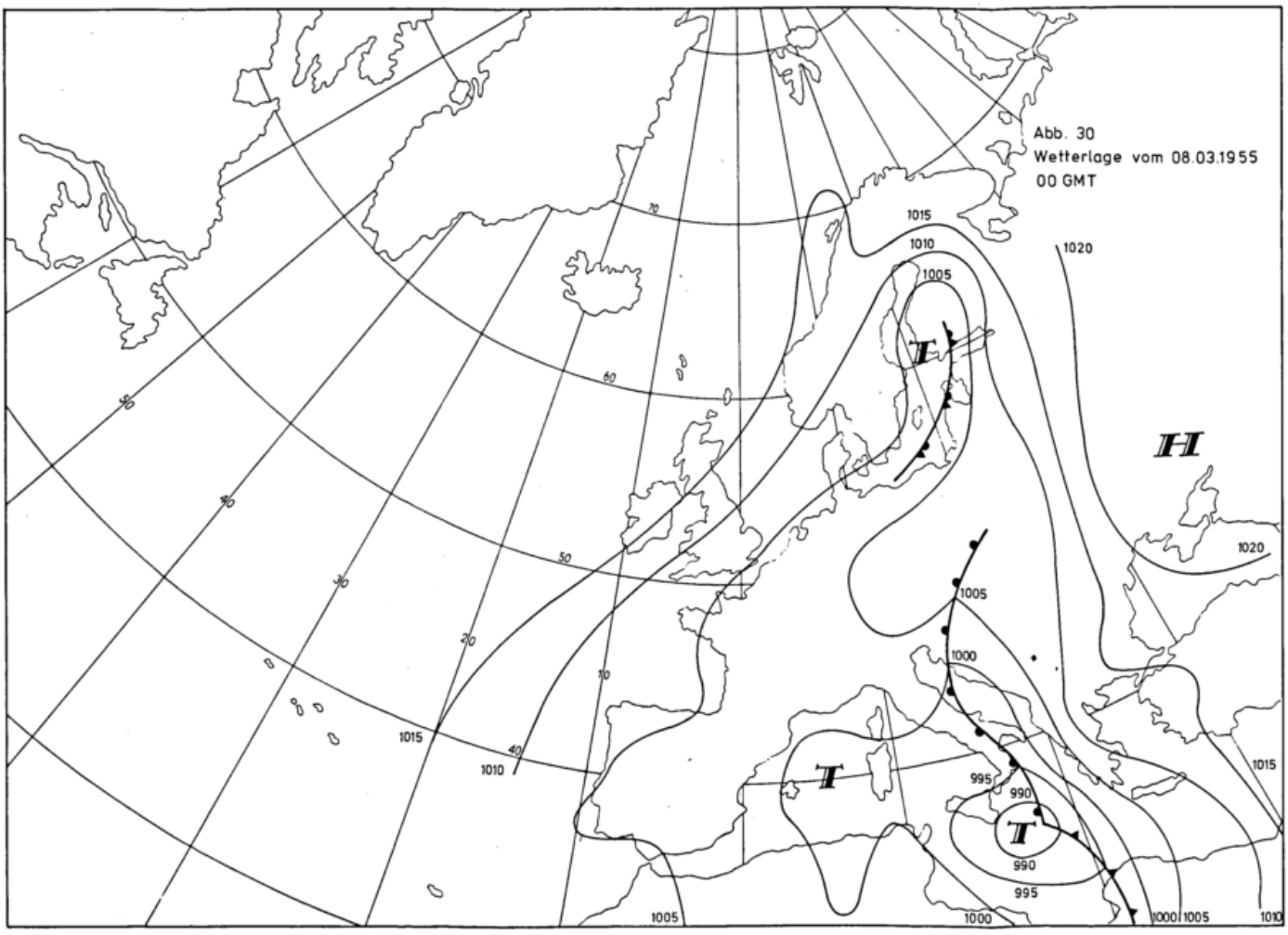
Abb. 25


Abb. 26
Wetterlage vom 15.12.1949
00 GMT
985
990
995
1000
1005
1010
1015
1020
1025
1030
T
H


Abb. 27
Wetterlage vom 14.04.1954
00 GMT


Abb. 28
Wetterlage vom 30.10.1950
12.00 GMT


Abb. 29
Wetterlage vom 23.01.1950
12.00 GMT
H
T
T
T
1015
1020
1025
1030
1035
1040
1010
1005
70
60
50
40
30
20
10


Abb. 30
Wetterlage vom 08.03.1955
00 GMT
H
T
T
T
1020
1015
1010
1005
1000
995
990
70
60
50
40
30
20
10

Druck und Verlag, **Deutscher Wetterdienst**, Seewetteramt

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 15

Regionale Windsysteme im Mittelmeer

Bearbeitet für das Seewetteramt

von

Dipl.-Met. R. Franke

Hamburg 1991

I Q 19 (Mappe)

Ungenehmigter Nachdruck, auch auszugsweise, verboten

Der Deutsche Wetterdienst bearbeitet in seinem Sonderreferat Unterricht und Lehrmittel solche wetterkundlichen Stoffe, die als Anregung oder Hilfe für den praktischen Unterricht in der Wetterkunde gedacht sind.

Die Herausgabe derartiger Lehrstoffe läßt im übrigen dem Lehrer die volle Freiheit über den Umfang und die Art der Behandlung im Unterricht. Eine stoffliche oder lehrplanmäßige Bindung wird mit der Herausgabe dieser Lehrstoffe nicht angestrebt.

DWD Offenbach / Bibliothek

B23019840

ГП. ГГГ (262)

169062

Regionale Windsysteme im Mittelmeer

Für das Seewetteramt bearbeitet von

Dipl.-Met. Richard Franke

Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt

Hamburg 9/91

Inhaltsverzeichnis **Seite**

1. Einleitung 3
1.1 Topographie 3
1.2 Land- Seewindzirkulation am Mittelmeer 3
1.3 Regionale Windsysteme 3

2. Etesien **4-13**
2.1 Winterlicher Kaltluftausbruch in die Ägäis 12

3. Bora **14-20**
3.1 Tabelle: Tage mit Bora in Triest 20

4. Schirokko **21-33**
4.1 Erscheinungsbild eines Schirokko 21
4.2 Regionales Auftreten des Schirokko 23
4.2.1 Der Schirokko im Westlichen Mittelmeer 23
4.2.2 Der Schirokko in Italien, der Adria und im zentralen Mittelmeer 26
4.2.3 Der Schirokko in der Ägäis und im Östlichen Mittelmeer 29
4.2.4 Khamsin, Scharki und Samum im Östlichen Mittelmeer 32
4.3 Häufigkeit von Schirokko-Lagen 33
4.4 Dauer von Schirokko-Lagen 33
4.5 Seegang bei Schirokko-Lagen 33

5. Mistral **34-42**
5.1 Erscheinungsbild eines Mistral 34
5.2 Tagesgang des Mistral 36
5.3 Jahreszeitliches und räumliches Auftreten des Mistral . 36
5.3.1 Der Mistral im Winter 37
5.3.1.1 Mistral durch das Rhonetal 37
5.3.1.2 Mistral durch die Garonne-Carcassone-Senke 38
5.3.2 Der Mistral im Sommerhalbjahr 40
5.4 Dauer von Mistral-Lagen 42
5.5 Seegang bei Mistral-Lagen 42

6. Weitere regionale Winde im Mittelmeer **43-46**
6.1 Tramontana, Gregale und Vardarac 43
6.2 Ponientes, Vendaval und Libeccio 44
6.3 Levanter 45
6.4 Levante und Llevantada 46
6.5 Contrastes 46

ANHANG - Mittlere Windverhältnisse in den Seegebieten im Januar **47**
- Mittlere Windverhältnisse in den Seegebieten im April **48**
- Mittlere Windverhältnisse in den Seegebieten im Juli **49**
- Mittlere Windverhältnisse in den Seegebieten im Oktober **50**

Literaturverzeichnis **51**

1. Einleitung

1.1 Topographie

Die Topographie des Mittelmeerraumes mit gebirgigen Küsten im Norden und ausgedehnten Wüstengebieten im Süden führt zu einer erheblichen Störung des Oberflächenwindes. Auch durch kleinräumige Oberflächeneffekte wie z.B. die unterschiedliche Erwärmung von Land und See, stark gegliederte Küsten und Inseln mit hohen Steilküsten kommt es zu einer Modifizierung der Winde bis ins 850 hPa-Niveau.

1.2 Land- Seewindzirkulation am Mittelmeer

Die Land- Seewindzirkulation an der Mittelmeerküste ist viel ausgeprägter als an der Nord- und Ostsee, besonders an ruhigen sonnigen Tagen und in klaren Nächten. Sie kann von der Küste über 10 sm hinaus reichen. Die Seebrise beginnt meist am Vormittag und erreicht ihre größte Stärke am frühen Nachmittag. Abends schläft sie ein, bevor gegen Mitternacht ein meistens etwas schwächerer, seewärts gerichteter Landwind einsetzt, der bis kurz nach Sonnenaufgang andauert.

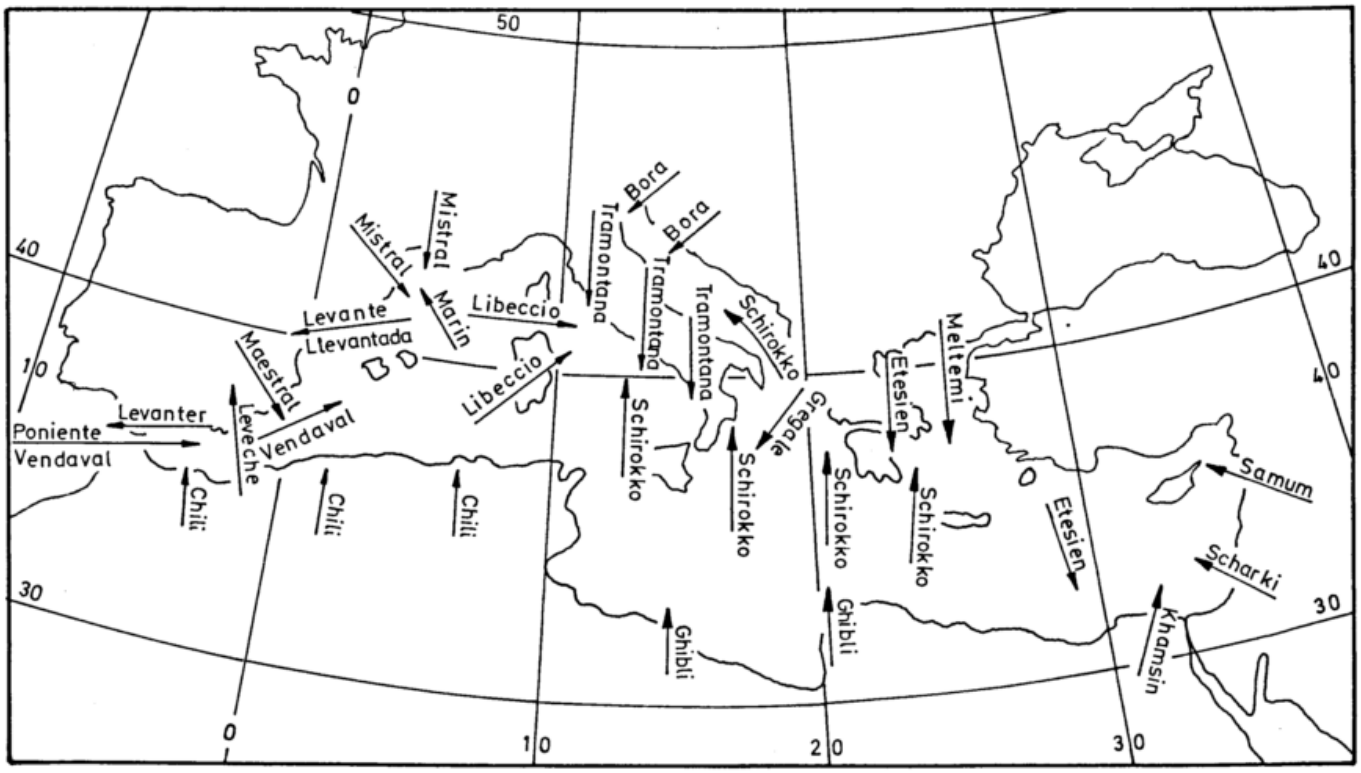
Land- und Seewind überlagern das sich aus der Großwetterlage ergebende Windfeld. Wenn der Seewind und die großräumige Strömung die gleiche Richtung aufweisen, so frischt die Seebrise mittags und nachmittags besonders stark auf wie z.B. an der libysch-ägyptischen Küste während der sommerlichen Etesien.
An küstennahen Gebirgen wird dieser tägliche Windwechsel durch teilweise kräftige Bergwinde verstärkt, wenn nachts der talabwärts wehende Bergwind Anschluß an den in der zweiten Nachthälfte auftretenden Landwind findet, der dann häufig heftige Fallböen hat. Dieser Effekt ist z.B. vor Südspanien, Marokko und Algerien sowie Jugoslawien und Griechenland zu beobachten.

Eine Störung des Land- Seewind-Rhythmus, wie etwa die Andauer der Seebrise bis in die Nachtstunden, signalisiert oft eine Wetter- und Windänderung am nächsten Tag und sollte daher von der Sportschiffahrt unbedingt beachtet werden.

1.3 Regionale Windsysteme

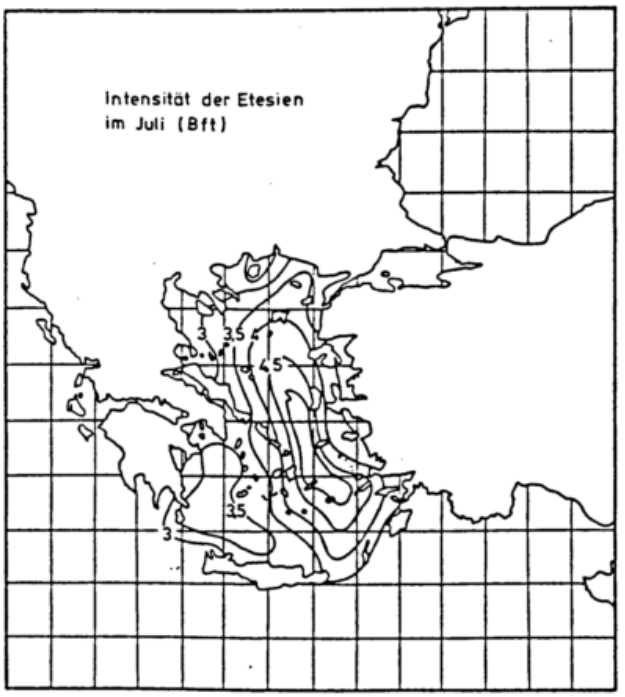
Aufgrund der vielen Sprachen rund um das Mittelmeer tragen ähnliche Winde vielfach verschiedene Namen, z.B. "Chili, Schirokko, Ghibli, Khamsin, Scharki und Samum für die heißen Wüstenwinde und Meltemi für Etesien (s.Abb.folgende Seite). In den folgenden Kapiteln werden die wichtigsten regionalen Windsysteme des Mittelmeeres wie Etesien, Bora, Schirokko und Mistral ausführlich mit Wetterlagenbeispielen behandelt. Abschließend wird dann noch auf einige weitere Winde im Mittelmeergebiet eingegangen. Die Windsignatur in den Wetterkarten ist in Knoten.

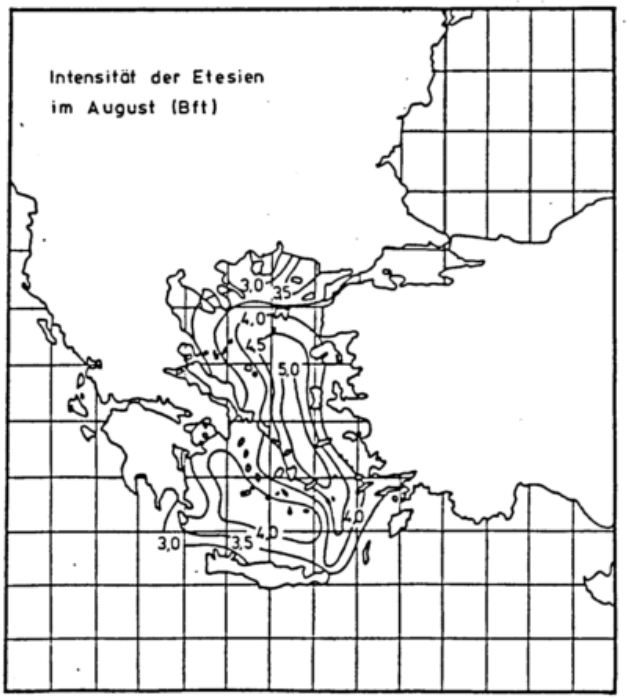
Die regionalen Winde im Mittelmeer



2. Etesien

Vom Mai bis September wehen über der Ägäis und dem östlichen Mittelmeer mit hoher Beständigkeit die Etesien, synoptisch bedingt durch das sommerliche Hitzetief über Vorderasien und hohen Druck über Süd- und Osteuropa oder dem westlichen Mittelmeer. Es handelt sich dabei um überwiegend nordöstliche Winde im Nordteil der Ägäis, um nördliche Winde in der mittleren und südlichen Ägäis sowie um nordwestliche Winde bei Rhodos und nahe der türkischen Südküste. Ihre größte mittlere Intensität erreichen die Etesien mit 5 Bft im Juli und August über der zentralen Ägäis (siehe Abbildungen für Juli und August auf S.5).

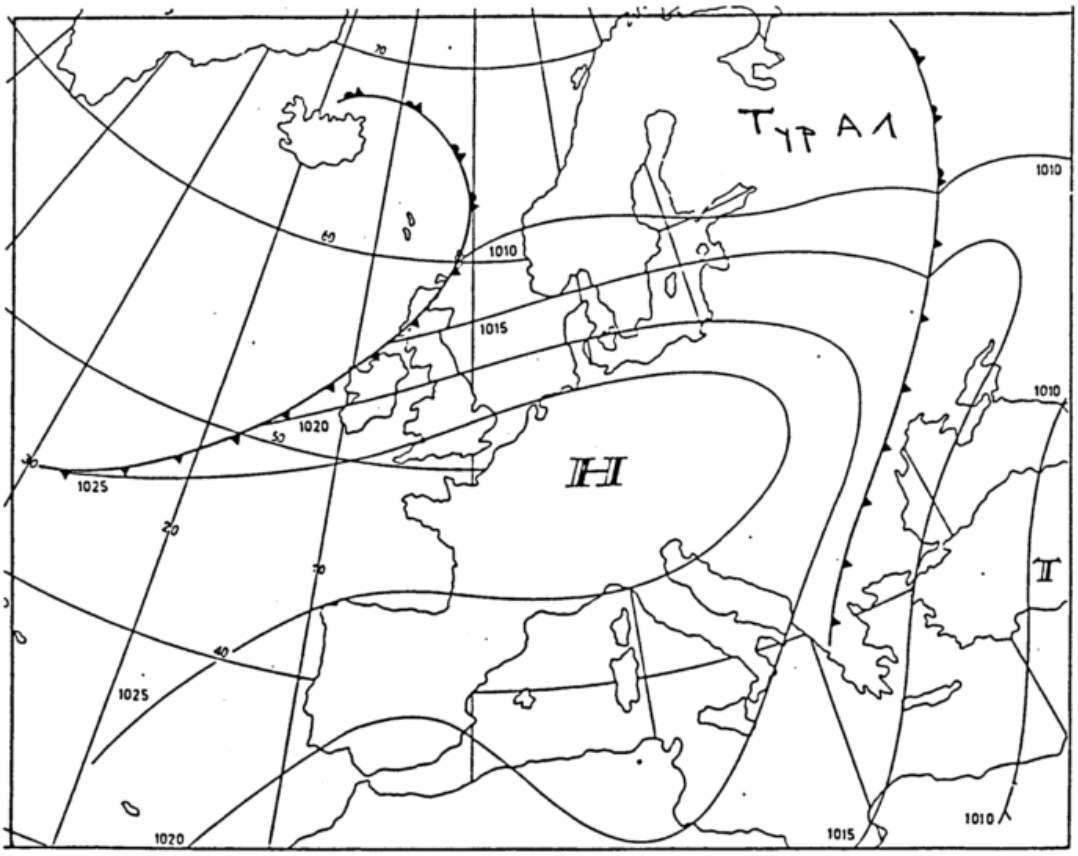




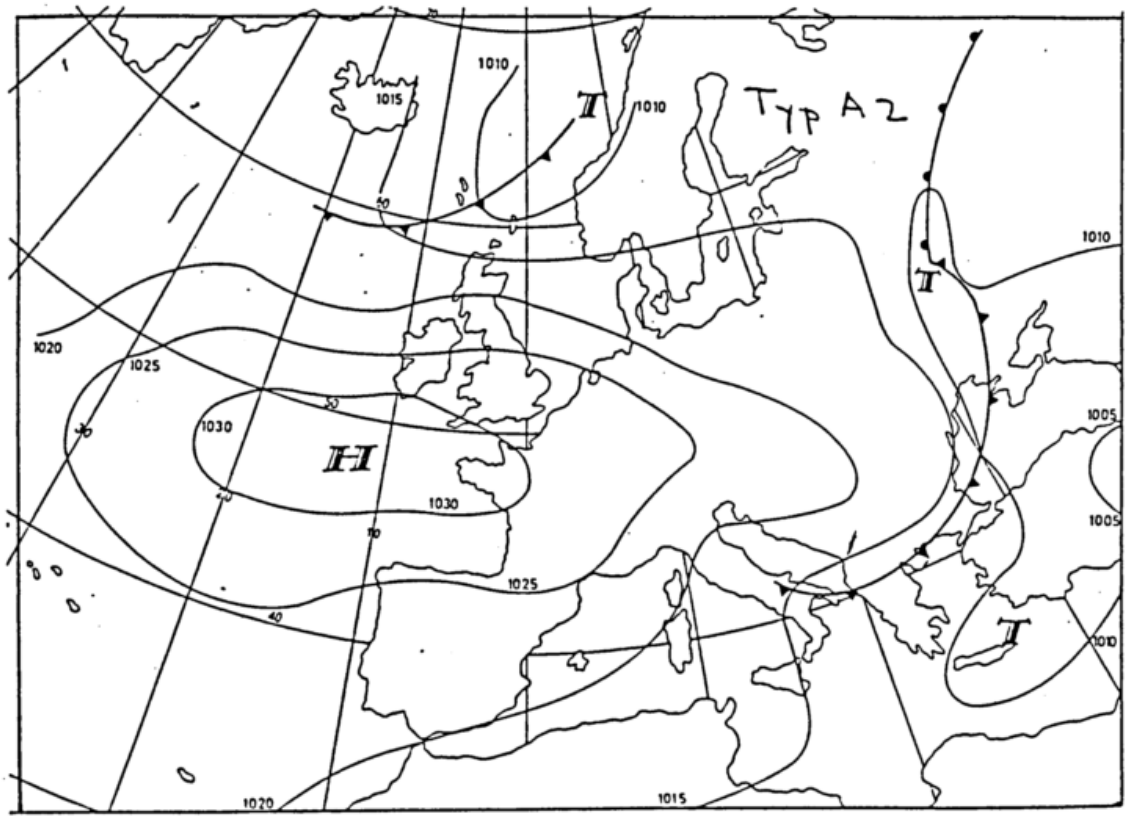
Es ist meist kontinentale erwärmte Polarluft, die herangeführt wird, zeitweise aber auch kontinentale Tropikluft aus Südrußland und dem Gebiet des Kaspischen Meeres. Die Sicht ist sehr gut und der Himmel wolkenlos. Unterbrechungen sind nur von kurzer Dauer und sehr selten. Zu einer solchen Störung der Etesien kommt es, wenn ein Tief im Sommer ostwärts über Griechenland hinwegzieht, so daß der Wind dann vorübergehend auf südliche Richtungen dreht. Auf Grund synoptischer Kriterien lassen sich 6 verschiedene Etesien-Wetterlagen unterscheiden:

A 1. Es handelt sich um den klassischen Etesien-Typ. Dabei ist das Azorenhoch gegenüber dem jahreszeitlichen Mittel etwas nach Norden verschoben, und ein kräftiger Hochkeil erstreckt sich bis nach West- und Mitteleuropa. Gleichzeitig liegt ein Tief über Vorderasien, wobei die Druckgegensätze über dem östlichen Mittelmeer größer sind als über dem westlichen (siehe Abbildung Typ A 1, S. 6).

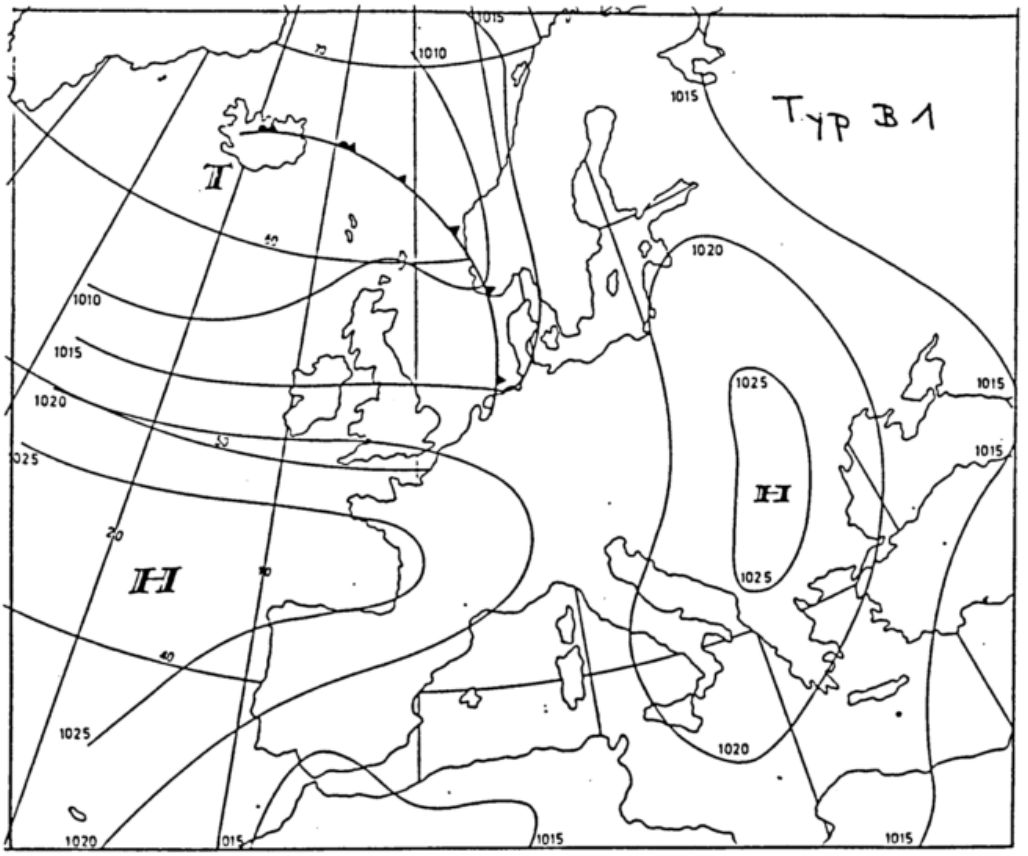
Diese Wetterlage tritt von allen 6 Typen am häufigsten auf. Sie ist durch wolkenlosen Himmel in der nördlichen Ägäis gekennzeichnet, während die Luftmassen weiter im Süden so viel Wasserdampf aufgenommen haben, daß es im Bereich der Inseln zumeist zur Cumuluswolkenbildung kommt.



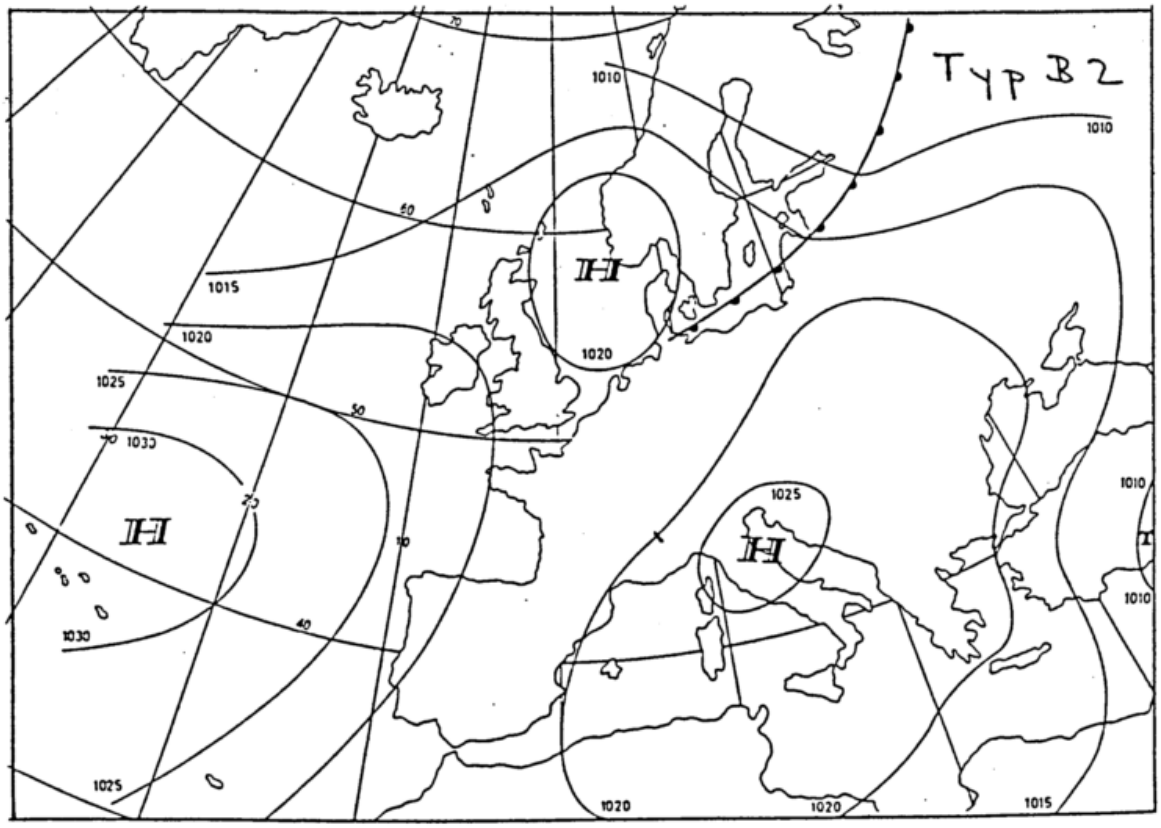
A 2. Bei diesem Typ ist das Azorenhoch gegenüber dem klassischen Typ etwas nach Osten verschoben. Der wesentliche Unterschied besteht jedoch darin, daß sich bei Zypern ein Sekundärtief gebildet hat, so daß besonders im Südteil der Ägäis oft große Druckdifferenzen mit entsprechend hohen Windgeschwindigkeiten auftreten (siehe Abbildung Typ A 2, S. 7). Das häufigste Auftreten dieser Etesien-Wetterlage ist im Juli und der ersten Augusthälfte.



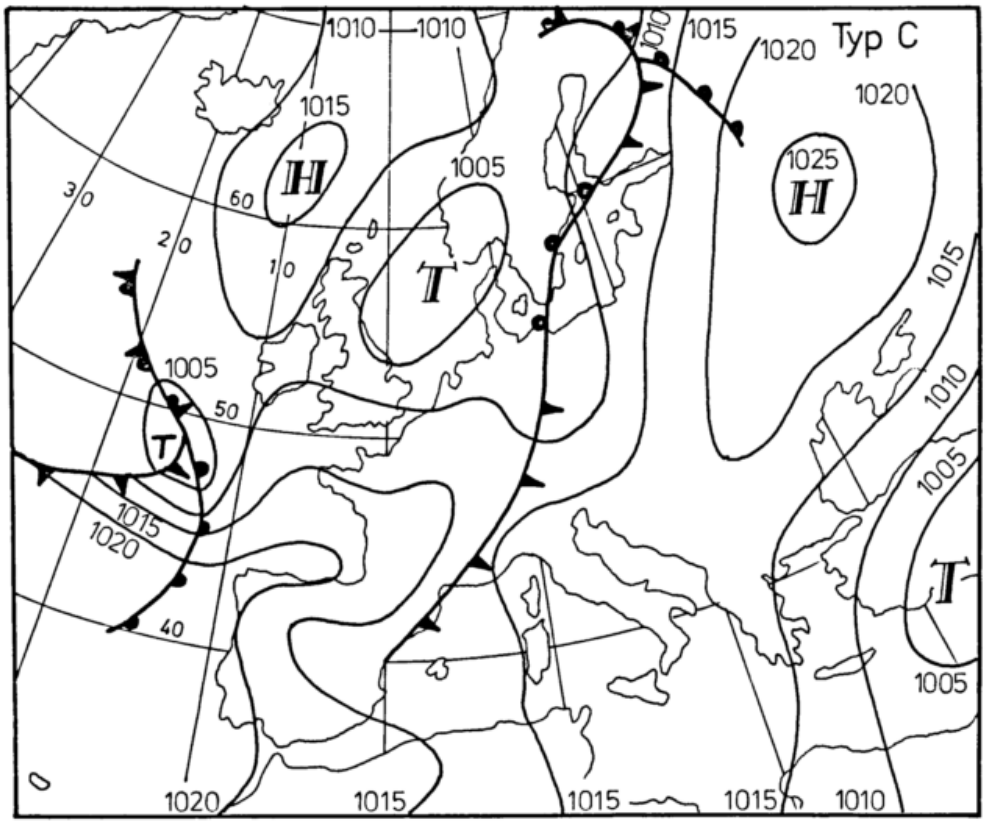
B 1. Maßgebend für diese Etesien-Wetterlage ist ein eigenes, abgeschlossenes Hoch über Mittel- und Südeuropa, das sich vom Azorenhoch abgelöst hat, mit einem Keil bis ins zentrale Mittelmeer, wobei das vorderasiatische Tief keinen unmittelbaren Einfluß mehr auf die Ägäis hat (siehe Abbildung Typ B 1). Auch in diesem Fall können durch das antizyklonale Ausströmen aus dem Hoch Windstärken bis 8 Bft vorkommen.



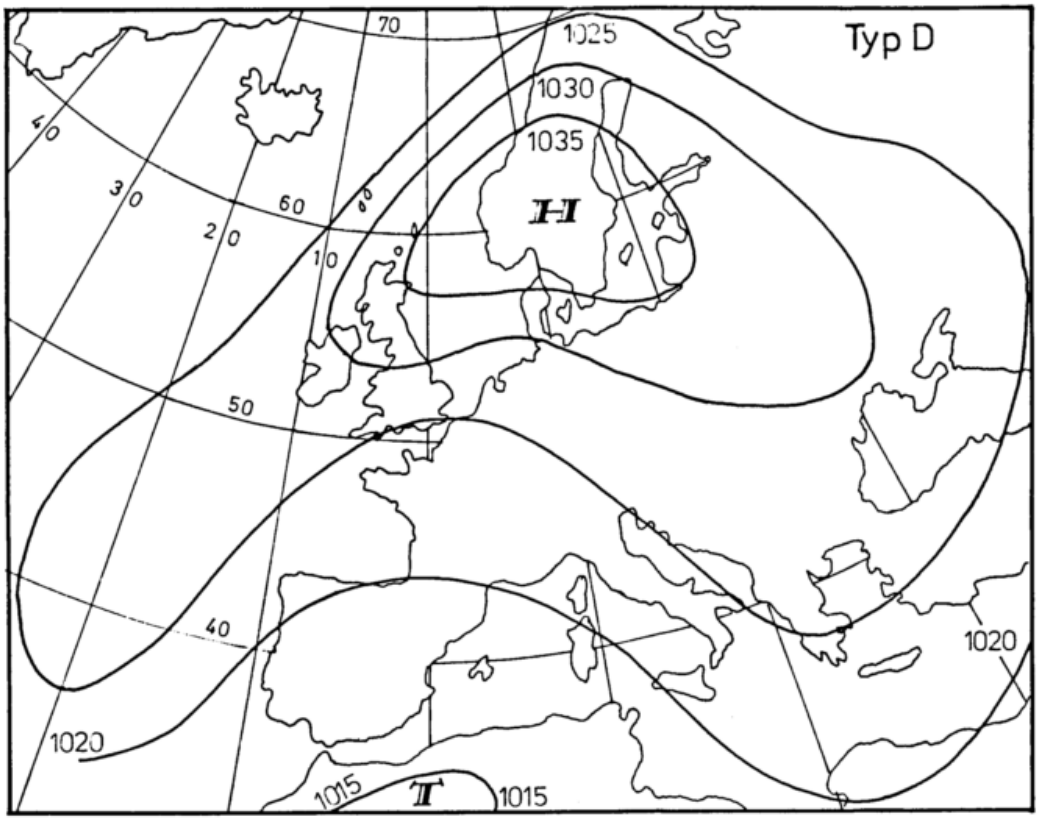
B 2. Auch bei diesem Etesien-Typ ist für den Druckgradienten die europäische Antizyklone ausschlaggebend, die ihren Schwerpunkt über Italien oder der Adria hat. Charakteristisch ist jedoch ein Trog, der sich vom vorderasiatischen Tief nordwestwärts bis in die Ägäis hinein erstreckt (siehe Abbildung Typ B 2). Die Wetterlagen B 1 und B 2 werden vor allem im Juli, August und September beobachtet.



C. Diese mehr zyklonale Etesien-Wetterlage ist dadurch gekennzeichnet, daß sich über dem östlichen Mittelmeer ein Trog oder ein abgeschlossenes Tief ausbildet (wie bei A 2), wodurch Windrichtung und -stärke überwiegend bestimmt werden. Gleichzeitig liegt das Zentrum hohen Druckes über Rußland, und ein kräftiger Keil reicht bis ins zentrale Mittelmeer (siehe Abb. Typ C, S.9). Am häufigsten tritt dieser Typ im September auf.



D. Bei diesem rein antizyklonalen Etesien-Typ ist das dominierende Druckgebilde ein umfangreiches nordeuropäisches Hoch mit einem kräftigen sich bis ins östliche Mittelmeer erstreckenden Keil (s. Abb. Typ D.). Diese Wetterlage ist sehr beständig und kommt vor allem im September vor.



Während den zyklonalen Etesien-Typen folgende charakteristische Verteilung der Windrichtung von Norden nach Süden in der Ägäis gemeinsam ist: Nordost - Nord - Nordwest, überwiegt bei den antizyklonalen Wetterlagen in der gesamten Ägäis eine mehr nordöstliche Windrichtung.

Als Beispiel sei hier eine Etesienlage zwischen dem 19.07. und dem 28.07.1989 erwähnt.

Am 19.07.1989 lag ein Hoch von 1026 hPa über der südwestlichen Nordsee mit einem Keil von 1015 hPa im Karpatenraum. Andererseits zeigte sich ein nahezu stationäres Hitzetief von 1005 hPa über Vorderasien, dessen Trog mit 1010 hPa bis in die südliche Ägäis reichte. So herrschten im Seegebiet östlich von Griechenland und bei Kreta zunächst schwache nördliche Winde. Aber bereits am nächsten Tag kam es zu einer Gradientverschärfung, da der Druck über Südosteuropa gestiegen war, so daß der Wind bereits bis 5 Bft zunahm. Ab 21.07.1989 wurde dann Windstärke 6 Bft erreicht. Der Höhepunkt trat am 23.07.1989 auf (siehe Abbildung 1), nachdem sich ein eigenständiges Hoch von 1025 hPa über Rumänien gebildet hatte.

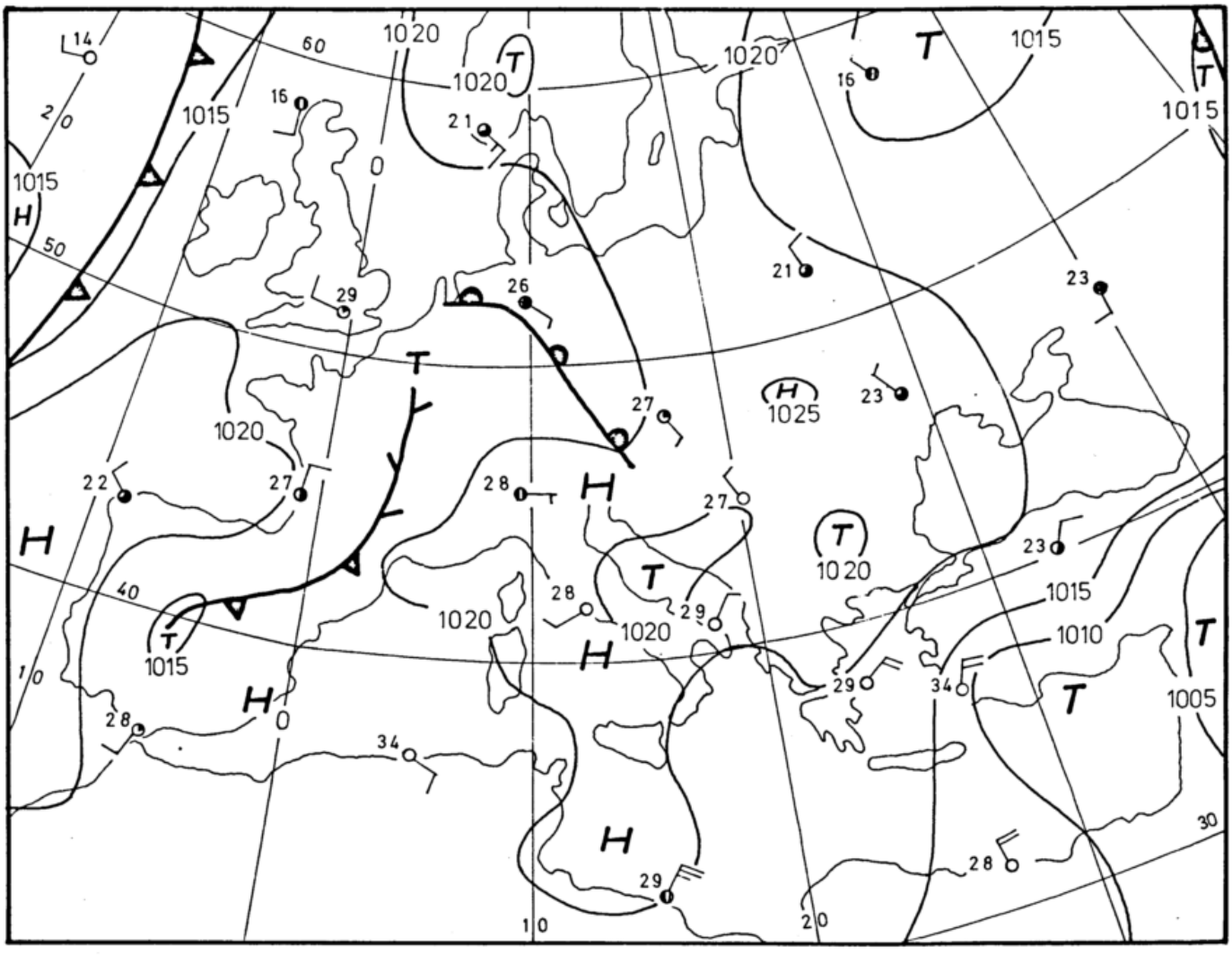


Abb.1

Gleichzeitig fiel der Luftdruck im bis in die Ägäis hineinreichenden Trog des Vorderasien-Tiefs und dicht westlich von Zypern entstand ein Sekundärtief von 1006 hPa, erkennbar am schwachen Nordnordwestwind der türkischen Station Antalya, während bei gleichem Luftdruck in Larnaca Airport auf Zypern ein schwacher südlicher Wind beobachtet wurde.
Athen meldete zu diesem Zeitpunkt einen Druck von 1018,7 hPa und Bodrum/Türkei 1010,2 hPa, so daß sich eine Druckdifferenz von 8,5 hPa ergab, woraus ein Mittelwind von 7 Bft zwischen den beiden Stationen resultiert. In der Wetterkarte vom 23.07.1989 12 UTC zeigt sich sehr deutlich eine starke Drängung der 1010 hPa- und der 1015 hPa-Isobare zwischen der türkischen Südwestküste und dem Seegebiet östlich von Kreta, so daß in diesem Streifen Nordwind der Stärke 8 Bft auftrat. Das ist für sommerliche Verhältnisse ein hoher Wert, und man muß davon ausgehen, daß zwischen der von Nord nach Süd verlaufenden westtürkischen Küste und den vorgelagerten Inseln wie Lesbos, Chios, und Samos durch Düseneffekte noch höhere Windgeschwindkeiten aufgetreten sind, die zum Teil um 2 Bft nach oben hin abweichen können, d.h. es wird an solchen exponierten Stellen Windstärke 10 Bft geherrscht haben. Anders verhält es sich an der westostwärts ausgerichteten südtürkischen Küste, wo durch Leewirkung bei solchen Wetterlagen eine deutliche Abschwächung des Windes eintritt.
Ab 24.07.1989 verlagerte sich das südosteuropäische Hoch langsam nordwärts zum Baltikum und schwächte sich später ab, während das vorderasiatische Tief bis zum 28.07.1989 seine Intensität beibehielt. So kam es nach dem Windstärkemaximum am 23.07.1989 in den Folgetagen zu einer allmählichen Windabnahme, bis am 28.07.1989 nur noch Windstärke 3 Bft aus Nord bis Nordost herrschte.

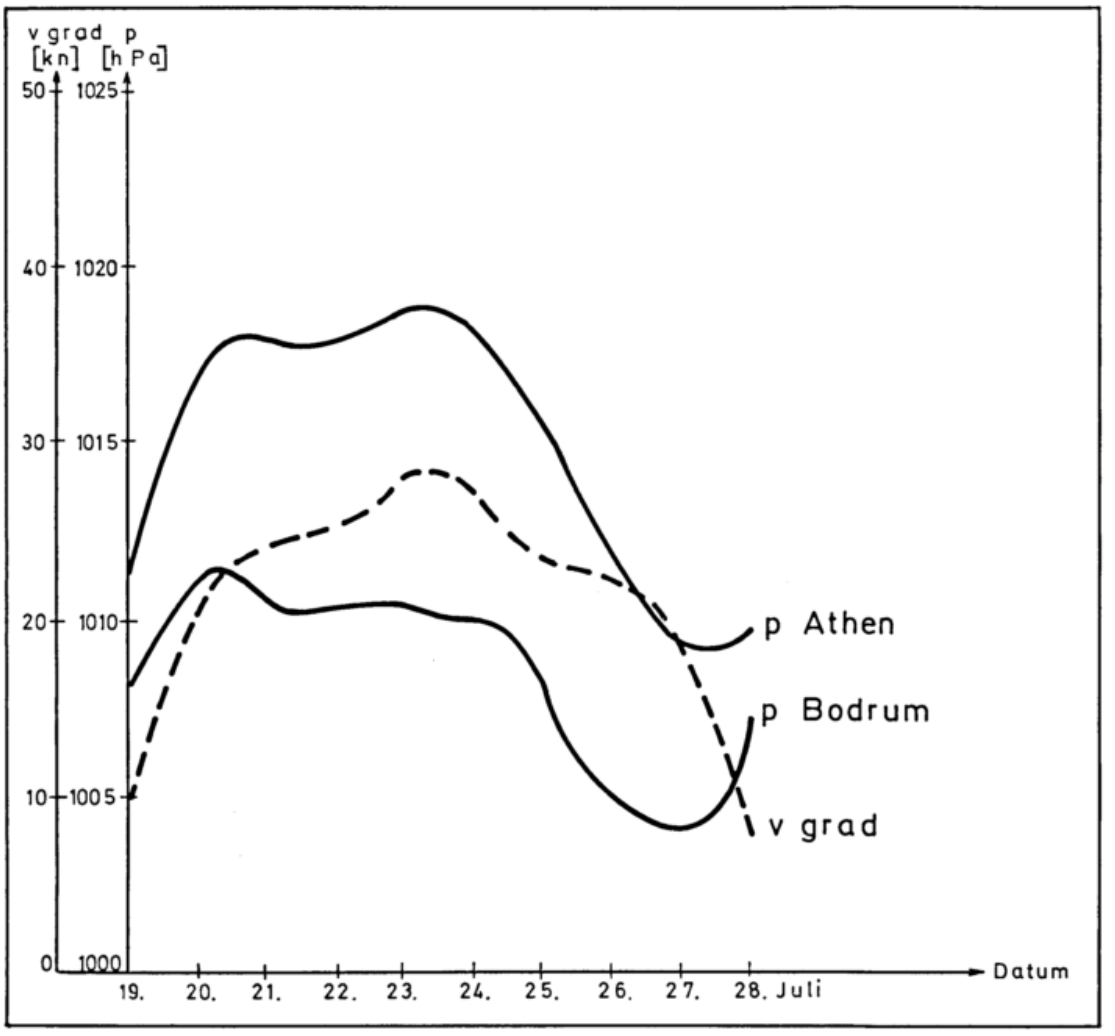


Abb.2

In einem Diagramm (s. Abb. 2, S. 11) sind einmal der Druck von Athen und Bodrum/Türkei sowie der an Hand der Druckdifferenz ^p zwischen diesen beiden Stationen errechnete Wind ^{v}grad in dem Zeitraum vom 19.07. bis 28.07.1989 eingetragen.

Zwar beträgt auf Grund der Reibung die tatsächliche Windstärke meist nur etwa 2/3 der berechneten, andererseits erfassen die beiden genannten Stationen nicht nur das Gebiet des stärksten Druckgradienten sondern auch den meist schwachgradienten Hochkeil bei Athen. Daher dürfte der berechnete Wind (^{v} grad) auf See in etwa der tatsächlich aufgetretenen Windstärke entsprechen.

Ab 23.07.1989 erreichte die Windstärke bei maximalem ^p auch ihren höchsten Wert, dagegen herrschte am Anfang und Ende der Periode nur wenig Wind.

Diese Etesienlage zwischen dem 19.07. und dem 28.07.1989 kann dem Typ B 2 zugeordnet werden, aber genauso wie es Schwankungen bei der Windgeschwindigkeit gibt, kann auch ein Etesientyp in den anderen übergehen.

2.1 Winterlicher Kaltluftausbruch in die Ägäis

Keine Etesien sind die gefürchteten. Nordoststürme des Winterhalbjahres in der nördlichen Ägäis, verbunden mit zum Teil heftigen Ausbrüchen kontinentaler Polarluft aus dem russischen Raum. Es handelt sich dabei um mehr boraartige Winde. Im Golf von Thermai südlich von Thessaloniki und im Doro-Kanal (Durchfahrt Euböa/Andros) entsteht dann der berüchtigte Vardarac aus nördlichen Richtungen.

Ein sehr gutes Beispiel für eine solche Wetterlage findet man am 04.03.1987 mit einem Sturmtief von 999 hPa über der südwestlichen Türkei (s. Abb. 3).

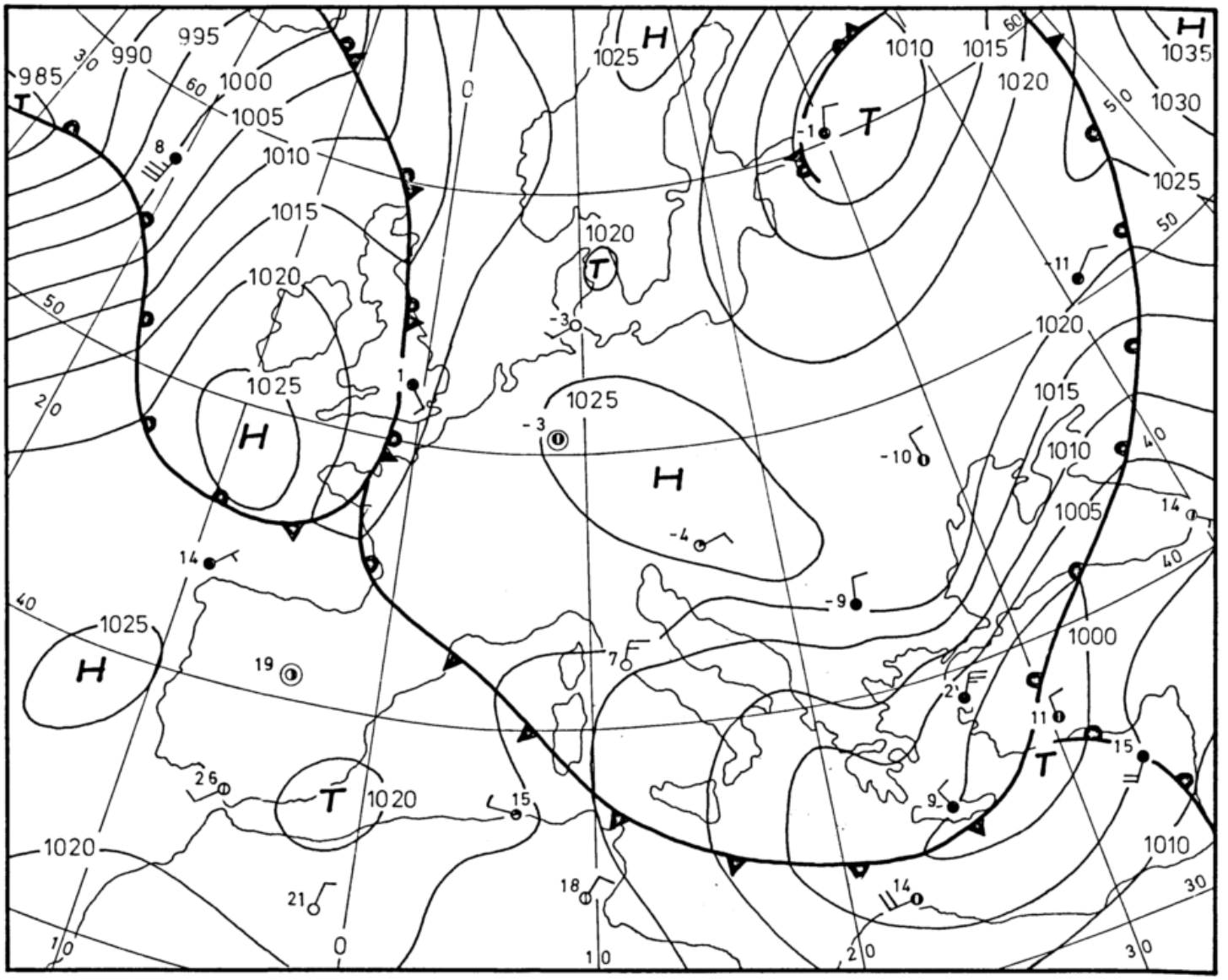


Abb. 3

Es ging aus dem Teiltief eines kräftigen Wirbels über der Irmingersee und südöstlich von Island hervor. Am 02.03.1987 war es über Holland entstanden und dann innerhalb von 24 Std. über die Alpen zur südlichen Adria gezogen. Durch ein gleichzeitig zwischen dem 03.03. und 04.03.1987 von der Nordsee zum südlichen Mitteleuropa wanderndes Hoch kam es über der Ägäis zu sehr großen Druckgegensätzen und damit zu einem schweren Nord- bis Nordoststurm mit Zufuhr sehr kalter Festlandsluft. Ein Wintereinbruch mit intensiven Schneefällen über Griechenland und der westlichen Türkei war die Folge, wie er Anfang März nur selten vorkommt. Dieser Fall gilt als Jahrhundertereignis, denn es wurde innerhalb kürzester Zeit der gesamte Verkehr durch ergiebige Schneefälle mit gewaltigen Verwehungen lahmgelegt. In Istanbul wurde anschließend bei Temperaturen um minus 5 Grad C eine Schneedecke von 70 cm gemessen.

3. Bora

Die Bora ist ein durch Fallböen verstärkter Wind an der gebirgigen Küste Jugoslawiens. Bei den mitgeführten Luftmassen handelt es sich um kontinentale Kaltluft, die aus nordöstlichen Richtungen durch die Triest-Ebene oder über die jugoslawischen Berge in die Adria einfällt. Wichtig für die Entstehung einer Bora ist ein Hoch oder Hochkeil über Mittel- oder Nordosteuropa und tiefer Druck im zentralen Mittelmeerbereich (siehe folgende Abbildungen), wobei es häufig über der Adria zu zusätzlichen zyklonalen Entwicklungen kommt, was zu einer weiteren Windverstärkung führt. Wichtigste Bedingung für das Auftreten ist jedoch, daß der Druck nördlich bzw. nordöstlich der Berge höher ist als südlich davon.

Fallwinde treten überall dort auf, wo eine scharfe thermische Trennung zwischen einem kalten Hochplateau und einer warmen Ebene, z.B. Wasseroberfläche, vorliegt. Das Abfließen der Kaltluft wird um so intensiver, je kälter die höhere Schicht im Vergleich zur unteren und je stärker die topographischen Neigungen sind. Dann addiert sich nämlich zur Kraft des Druckgradienten die Schwerkraft. Von entscheidender Bedeutung ist, daß ein zunächst stetiger Luftstrom, der durch ein Hindernis wie z.B. eine Bergkette gestört wird, bis zu einer kritischen Hangneigung stabil bleibt. So breiten sich kleine Anfangsstörungen in der Strömung als Wellen aus, die aber durch Reibung wieder abklingen. Wird der kritische Winkel der Hangneigung von ca. 1:100 überschritten, so wachsen kleine Anfangsstörungen exponentiell mit der Zeit an, so daß die Strömung instabil d.h. turbulent wird. Dabei laufen diese Störungen schneller als die allgemeine Strömung, d.h. sie eilen der Strömung voraus. Dadurch entsteht die stark böige Struktur der kalten Fallwinde.

Eine Bora-Periode dauert im Mittel 2 Tage, manchmal auch 5 Tage. Die längste bisher bekannt gewordene umfaßte sogar 30 Tage. Es gibt Fälle, wo nur eine Sturmbö auftritt und vor- und hinterher nur schwacher Wind herrscht.

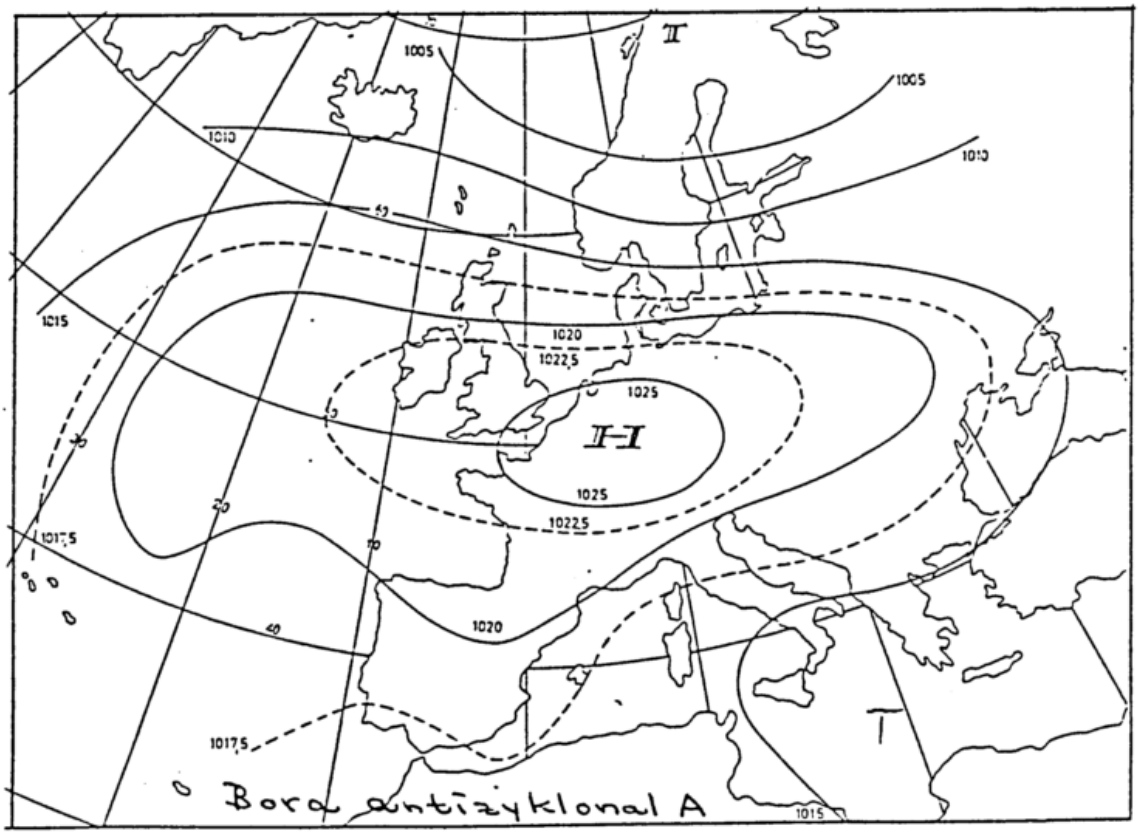
Die Stärke der Bora hat einen Tagesgang. Der Seewind wirkt ihr entgegen, so daß nachmittags die geringsten, morgens zwischen 07.00 und 11.00 Uhr sowie abends von 18.00 bis 22.00 Uhr die größten Windgeschwindigkeiten gemessen werden. Gegen Mitternacht ist ein Minimum zu verzeichnen.

Mit zunehmendem Abstand von der jugoslawischen Küste nimmt die Bora an Häufigkeit und Stärke ab. Sie ist jedoch zwischen Triest und der italienischen Küste von Venedig bis Ancona zuweilen sehr heftig.
An der Küste Jugoslawiens verliert die Bora von Nord nach Süd an Häufigkeit und Stärke. Dabei vermindern Küstenebenen die Windgeschwindigkeit erheblich, während die Fallwinde ihre größte Intensität dort aufweisen, wo hohe Berge dicht an die Küste herantreten. Das ist z.B. in der Gegend von Dubrovnik und von Kotor bis Ulcinj der Fall. In Tälern und Rinnen, die in Windrichtung verlaufen, ist der Wind so stark (Düseneffekte), daß keine Bäume wachsen können, wie z.B. bei Senj. Solch hohe Windgeschwindigkeiten sind auch in den vorgelagerten Seegebieten anzutreffen.

Die Bora-Wetterlagen lassen sich in zwei antizyklonale und zwei zyklonale Typen einteilen:

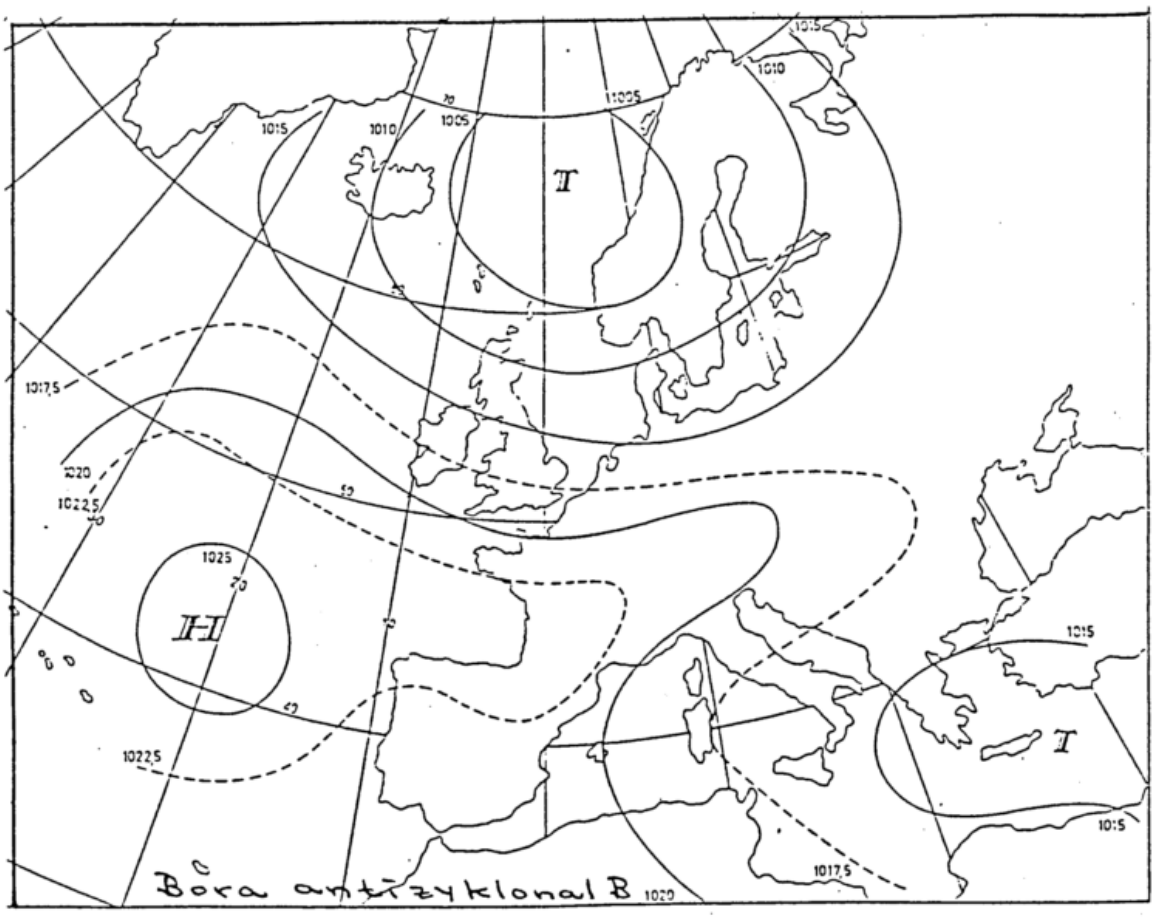
Antizyklonal A:

Die Bora tritt im Südostteil eines umfangreichen mitteleuropäischen Hochs auf (siehe Abbildung Antizyklonal A). Mit nordöstlichen Winden werden Luftmassen aus dem südrussischen Raum ins Bora-Gebiet transportiert.



Antizyklonal B:

Ein Keil des Azorenhochs reicht bis nach Osteuropa, und der tiefe Druck bleibt auf das östliche Mittelmeer beschränkt (siehe Abbildung Antizyklonal B ,S.16), so daß über dem Bora-Gebiet ebenfalls ein Nordostwind weht. Gegenüber A ist der Hochdruckeinfluß jedoch geringer.

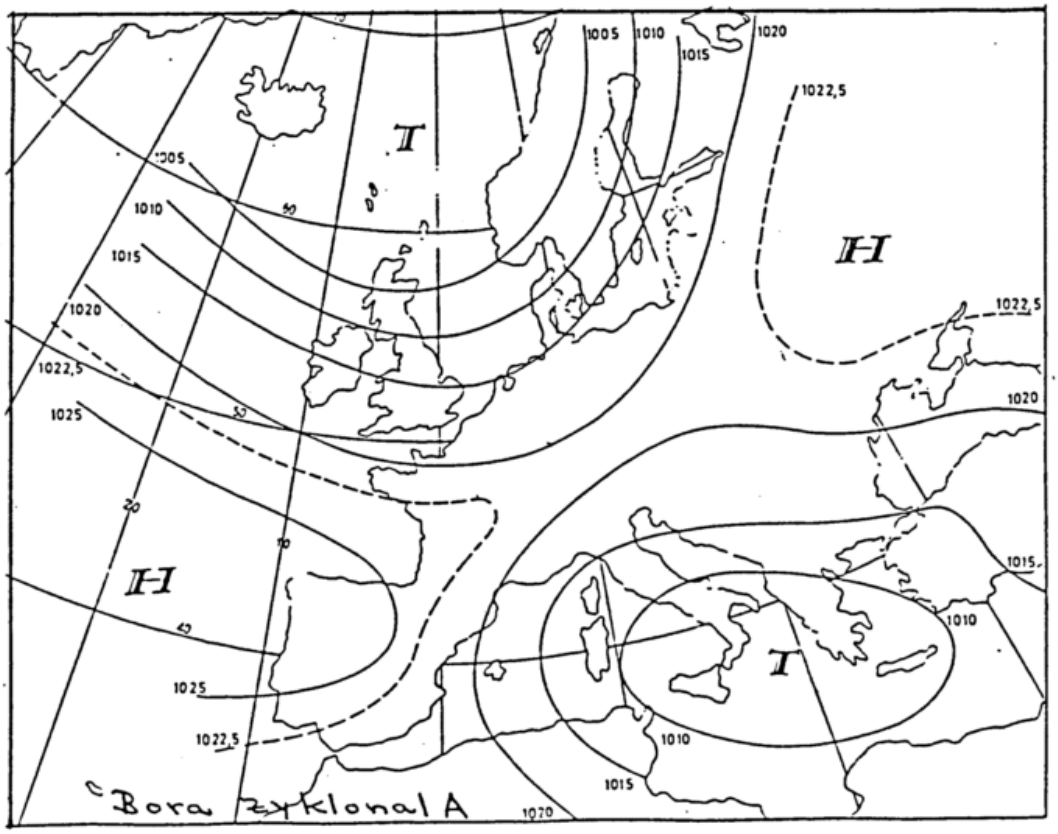


Bei antizyklonaler Bora ist die Festlandsluft kalt und trocken, so daß Wolken bänke nur an den Bergkämmen vorkommen. Die absinkende Luft ist wolkenlos und erst in einiger Entfernung von der Küste entstehen über dem warmen Wasser der Adria Cumuluswolken.

Die Bora setzt meist mit der Passage einer Kaltfront ein, der bei einer längeren Bora-Periode weitere sekundäre Kaltfronten folgen. Zwischen ihnen tritt vorübergehend Windabnahme ein. Jede Kaltfront beginnt mit sehr starken Böen, bevor auch der Mittelwind häufig bis Sturmstärke zunimmt. Da eine solche Staffel kaum Bewölkung aufweist und auch der vorauslaufende Druckfall gering ist, gibt es kaum eine Warnung vor den plötzlich einsetzenden Böen. Wegen des quer über die Adria wehenden Windes bietet die italienische Küste keinen Schutz.Deshalb sind Bora-Wetterlagen besonders für Segelboote sehr gefährlich.

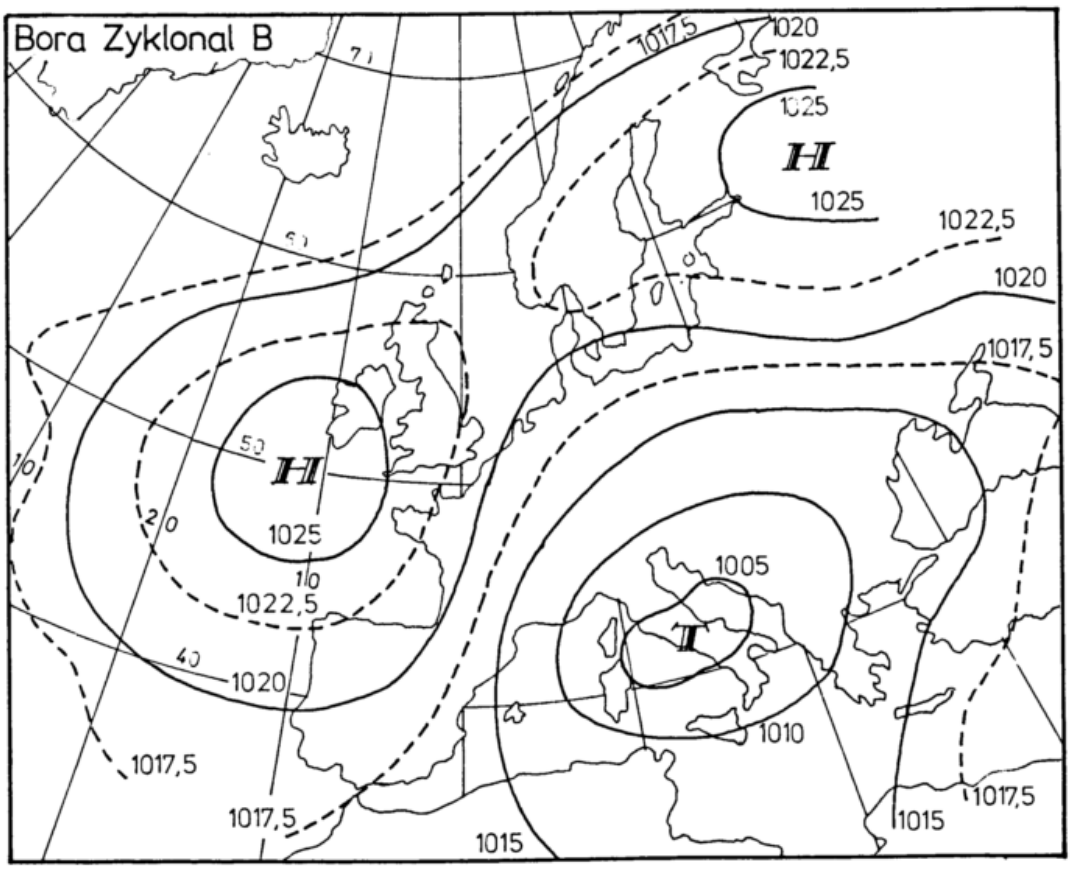
Zyklonal A:

Ein Tief mit Kern über Italien oder dem lonischen Meer schließt das Bora-Gebiet ein, wobei seine Fronten einen großen Bereich südlich der Alpen bis zum Balkan hin überdecken (siehe Abbildung Zyklonal A). Gleichzeitig herrscht oft auch über dem gesamten nordwesteuropäischen Raum tiefer Druck.



Zyklonal B:

Bei tiefem Druck über ganz Italien und der Adria kommt es im Nordteil der Adria zu Nordostwinden (siehe Abbildung Zyklonal B, S. 18). Hoher Druck erstreckt sich andererseits von den Britischen Inseln über Skandinavien nach Nordostrußland.



Die zyklonale Bora ist gefährlicher als die antizyklonale Bora, da sie meist von noch schwereren Sturm- oder Orkanböen begleitet wird. An der Nordseite des Tiefs treten in der Kaltluft durch Hebung wärmerer Luft oft heftige Niederschläge auf; im Winter kommt es über Jugoslawien zu starken Schneefällen mit Verwehungen, insbesondere dann, wenn die Luftmasse im Warmsektor sehr feucht ist (siehe Wetterbeispiel vom 09.02.1984, Abbildung 4, S.19).

Als Beispiel für eine zyklonale Bora sei hier eine Lage zwischen dem 09.02. und dem 13.02.1984 erwähnt, die eine selten beobachtete Intensität erreichte. Am 07.02.1984 um 00 UTC bildete sich eine Wellenströmung von 1000 hPa über der Labradorsee, die bereits 24 Std. später mit 985 hPa Schottland erreichte und dann scharf nach Südosten abbog, da ein kräftiger Ast der Höhenströmung ins westliche Mittelmeer und in die Adria zeigte. Am 08.02.1984 um 12 UTC lag das Tief mit 980 hPa über Nordwestdeutschland und füllte sich auf, aber starker, großräumiger Druckfall an seiner Südseite bis zu 7,1 hPa pro 3 Std. über dem westlichen Mittelmeerraum und Italien kündigten heftige zyklogenetische Prozesse in der dortigen Region und damit die schnelle Bildung eines neuen Wirbels an.

So entstand am Okklusionspunkt über der Schweiz ein Tief, das am 09.02.1984 um 12 UTC als kräfiges Sturmtief von 980 hpa über der südlichen Adria zentriert war (siehe Abbildung 4, S.19).

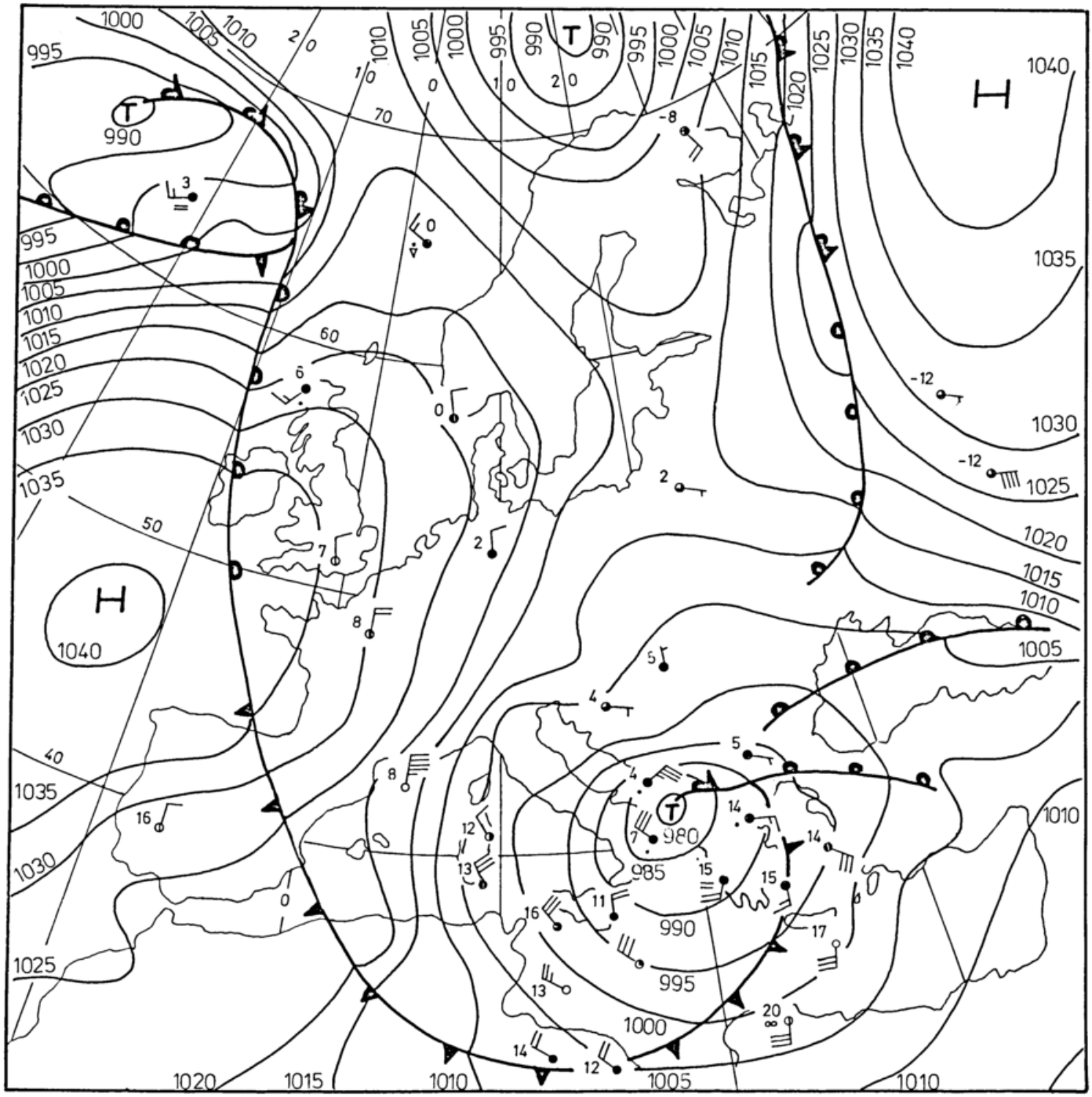


Abb.4

An seiner Nordseite kam es über der Adria und dem Balkan zu schwerem Nordoststurm mit Orkanböen und heftigen Niederschlägen, die im jugoslawischen Bergland als Schnee fielen und dort durch gewaltige Verwehungen zu katastrophalen Verkehrsverhältnissen führten. Die alpinen Skiwettbewerbe bei den in Jugoslawien stattfindenden olymischen Winterspielen mußten wegen starken Schneetreibens mehrfach unterbrochen bzw. verschoben werden. Über dem westlichen Mittelmeer tobte gleichzeitig ein heftiger Mistral.

Im weiteren Verlauf verlagerte sich das Azorenhoch langsam nach Osten in Richtung Biskaya sowie zum Süden der Britischen Inseln und schob einen verstärkenden Keil bis ins südliche Mitteleuropa vor, was sich noch gradientverschärfend auswirkte. Da auch in den nächsten beiden Tagen der Luftdruck über Mittel- und Osteuropa ständig stieg, kam bis zum 11.02.1984 eine Verbindung zur russischen Antizyklone zustande.

Diese zyklonale Bora-Wetterlage, die dem Typ Zyklonal A/B zuzuordnen ist, dauerte bis zum 13.02.1984 an und endete erst, als sich das Adriatief zur Türkei verlagert und dabei stark abgeschwächt hatte. Der Grund der langen Andauer hatte seine Ursache in einem abgeschlossenen Höhentief über Italien und der Adria in Verbindung mit dieser Sturmzyklone, das durch Abschnürung eines vom Nordmeertief bis in den Raum Sizilien reichenden scharfen Höhentroges mit Temperaturen bis minus 35 Grad C im 500 hPa-Niveau am 10.02.1984 entstanden war (cut-off-Prozeß), und dort mehrere Tage stationär verharrte.

Boralagen treten das ganze Jahr über auf, im Winter allerdings wesentlich häufiger als im Sommer (siehe Tabelle).

3.1 Tabelle: Tage mit Bora im Triest

Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
8	6	4	2	1	0,4	0,8	0,1*	2	3	5	6	39

\- Maximum
* Minimum

Im Sommer überwiegt der antizyklonale Typ. Im Winter können zyklonale Bora-Wetterlagen, wie das Beispiel zeigt, über der Adria und dem Balkan zu heftigen Wintereinbrüchen führen.

4. Schirokko

4.1 Erscheinungsbild eines Schirokko

Als Schirokko wird im gesamten Mittelmeerraum ein sehr warmer oder heißer Wind aus südlichen Richtungen bezeichnet, der seinen Ursprung in der Sahara oder den Wüstengebieten Arabiens hat. Er kann das ganze Jahr über auftreten, hat jedoch ein Häufigkeitsmaximum im April und Mai.
Den Schirokko trifft man auf der Vorderseite eines Tiefs an, d.h. es handelt sich um die Strömung vor der Warmfront und im Warmsektor. Mit herannahender Kaltfront kommt es zu einer weiteren Windzunahme bis zur Sturmstärke. Die Intensität des Schirokkos hängt von der Zugbahn und dem Kerndruck des Tiefs ab. Ebenso wichtig sind die Druckgegensätze zum überwiegend im Osten oder Nordosten gelegenen Hoch. Im Winterhalbjahr, wenn die Tiefdrucktätigkeit im Mittelmeergebiet lebhafter ist, können diese so groß sein, daß die Wüstenluft weit nach Norden transportiert wird. Nach Mitteleuropa gelangt diese mit Saharastaub beladene Luftmasse im allgemeinen nur in der Höhe, und lagert sich dann als sogenannter Blutregen an Fahrzeugen oder Gebäuden ab. In seltenen Fällen setzt sie sich aber auch bis zum Boden durch.

Ausgangspunkt einer Schirokko-Lage ist in vielen Fällen ein Saharatief.
Günstigste Voraussetzung für seine Entstehung ist, daß die atlantische Frontalzone mit einem Trog im 500 hPa-Niveau weit nach Süden bis in die westliche Sahara reicht (siehe Abbildung 5).

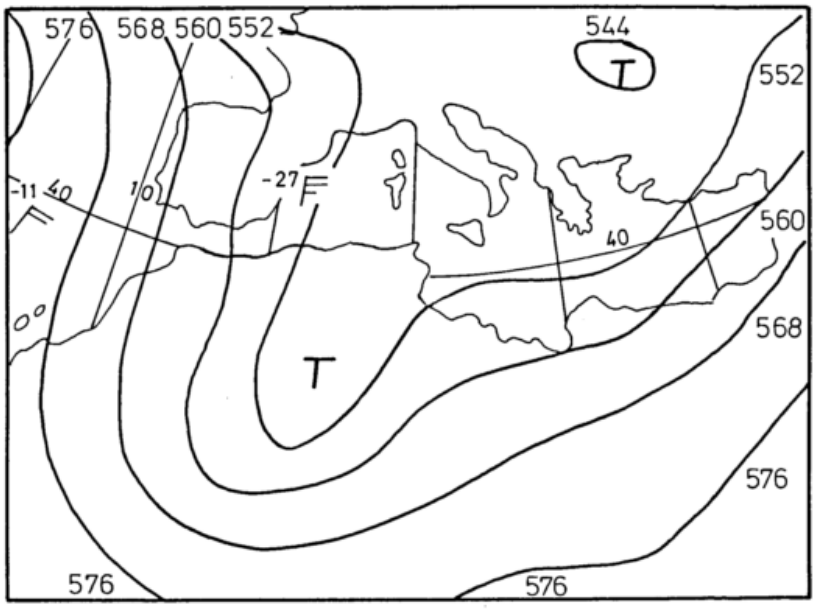


Abb. 5 Höhenwetterkarte 500 hPa-Niveau
bei einer Schirokko-Lage in Italien,
der Adria und im zentralen Mittelmeer

Bei nordwestlicher bis nördlicher Strömung besteht dann im Lee des Atlasgebirges eine zyklonale Strömungstendenz. Auf der Rückseite des Höhentroges fließt maritime Polarluft südwärts, während auf seiner Vorderseite als Kompensationsbewegung trockenheiße Wüstenluft nordwärts geführt wird.

Durch die starke Aufheizung der Luft am Boden der Wüste wird in der trockenen Luft eine sehr labile Schichtung erzeugt. Wegen der niedrigen Taupunkte, die häufig unter null Grad C liegen, ist es zunächst meist wolkenlos, jedoch werden im Bereich der Sahara-Zyklone durch die starken Bodenwinde große Staub mengen mitgeführt, die den blauen Himmel grau und die Sonne selbst im Zenit dunkelrot erscheinen lassen. Über dem Mittelmeer wird die Luft wegen des intensiven Vertikalaustausches stark mit Feuchtigkeit angereichert, und die Schichtung wird feuchtlabil. So können sich rasch Warmfronten mit zunächst geringer Wetterwirksamkeit entwickeln; später bilden sich großflächige Regengebiete und aufgrund der Feuchtlabilität kompakte Gewitterzellen. Die Folge sind hohe Stauniederschläge am Alpensüdrand und besonders im dalmatinischen Bergland in Jugoslawien, wo die große mittlere Jahresniederschlagsmenge in Crkvice nahe der Bucht von Cattaro mit 4630 mm zum Teil auf solche Schirokko-Lagen zurückzuführen ist.

Kriterien für ein heranziehendes Saharatief sind eine südliche bis südwestliche Höhenströmung, was man an Hand der Zugrichtung der Cirruswolken feststellen kann, und östliche Bodenwinde sowie (für dortige Verhältnisse) starker Druckfall. Am südwestlichen Horizont zeigt sich ein auffallender Dunstschleier, der mit Sichttrübung durch Staub zusammenhängt.

Der Druckfall kündigt das Herannahen einer Warmfront an, einhergehend mit einer Gradientverschärfung und somit Zunahme der östlichen Winde bis Sturmstärke. In unmittelbarer Küstennähe kann es durch Sandstürme zu einem Sichtrückgang bis etwa 100 m kommen. Weiter seewärts besteht durch eine Vermischung aus Sand, Niederschlag und Gischt an Deck eine große Rutschgefahr.

Ein zweites ausgeprägtes Band mit Starkwind oder Sturm befindet sich kurz vor der Kaltfront. Diese Zone mit hohen Windstärken kann mehrere 100 km in Strömungsrichtung ausgedehnt sein, ist jedoch mit 30 bis 100 km relativ schmal.

Nach Passage der Kaltfront dreht der Wind recht und nimmt meistens ab. Bei steigendem Luftdruck und markantem Temperaturrückgang klart es auf. Gleichzeitig verschwindet im allgemeinen der Staub, und die Sicht wird gut. Es gibt aber auch Fälle, in denen der Wind hinter der Kaltfront zunimmt, verbunden mit Sandsturm (siehe 4.2.2, Abbildung 10). So etwas tritt immer dann ein, wenn der Front eine zweite Kaltluft-Staffel folgt. Diese bringt erst den eigentlichen Temperaturrückgang mit Windabnahme und Sichtbesserung.

Die Abbildung 6 auf der folgenden Seite zeigt ein typisches Streckenwetter bei einer Schirokko- Lage. Nahe der Südwestecke von Kreta erfolgt ein Kaltfrontdurchgang. Der Wind dreht von östlichen auf nördliche Richtungen und die Temperatur geht deutlich zurück von 18 Grad C auf 13 Grad C.

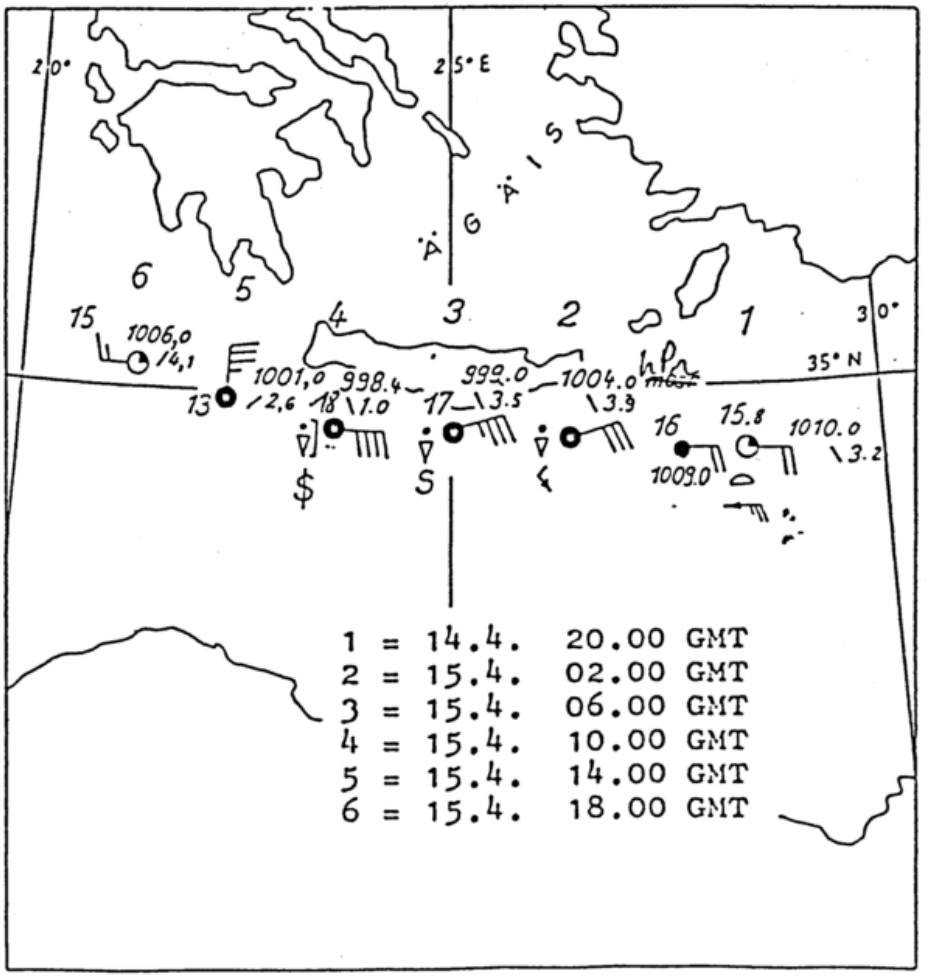


Abb. 6

Streckenwetter bei einer Schirokko-Lage

4.2 Regionales Auftreten des Schirokko

Der Schirokko tritt im ganzen Mittelmeerbereich auf und hat in den einzelnen Regionen besondere Namen.

4.2.1 Der Schirokko im westlichen Mittelmeer

Voraussetzung für das Auftreten eines Schirokkos im westlichen Mittelmeer ist ein hochreichendes Tiefdruckgebiet westlich von Portugal oder über der Iberischen Halbinsel, dessen Ausläufer mit kräftigem Druckfall langsam ostwärts schwenken und auf ihrer Vorderseite heiße Wüstenluft nordwärts bis nach Frankreich führen.

Eine solche Lage herrschte zwischen dem 07.11. und 12.11.1984.

Am 07.11.1984 um 12 UTC lag ein kräftiges Tief von 990 hPa dicht westlich der Biskaya mit einem Trog, der bis zu den Kanarischen Inseln reichte. Auch in der Höhe war es gut ausgeprägt mit einer Temperatur von minus 30 Grad C im 500 hPa-Niveau. Da auf seiner Rückseite Kaltluft von Island weit nach Süden ausströmte, verlagerte sich das Höhentief allmählich in Richtung des Seegebietes westlich von Lissabon. Auch der Höhentrog verschärfte sich und schwenkte langsam ostwärts. Dadurch wurde die von der Biskaya über Spanien bis ins westliche Marokko verlaufende Kaltfront des Tiefs zurückgehalten und so kam ab 08.11.1984 über dem westlichen Mittelmeer eine Südströmung in Gang, mit der Warmluft bis nach Frankreich geführt wurde (siehe Abbildung 7).

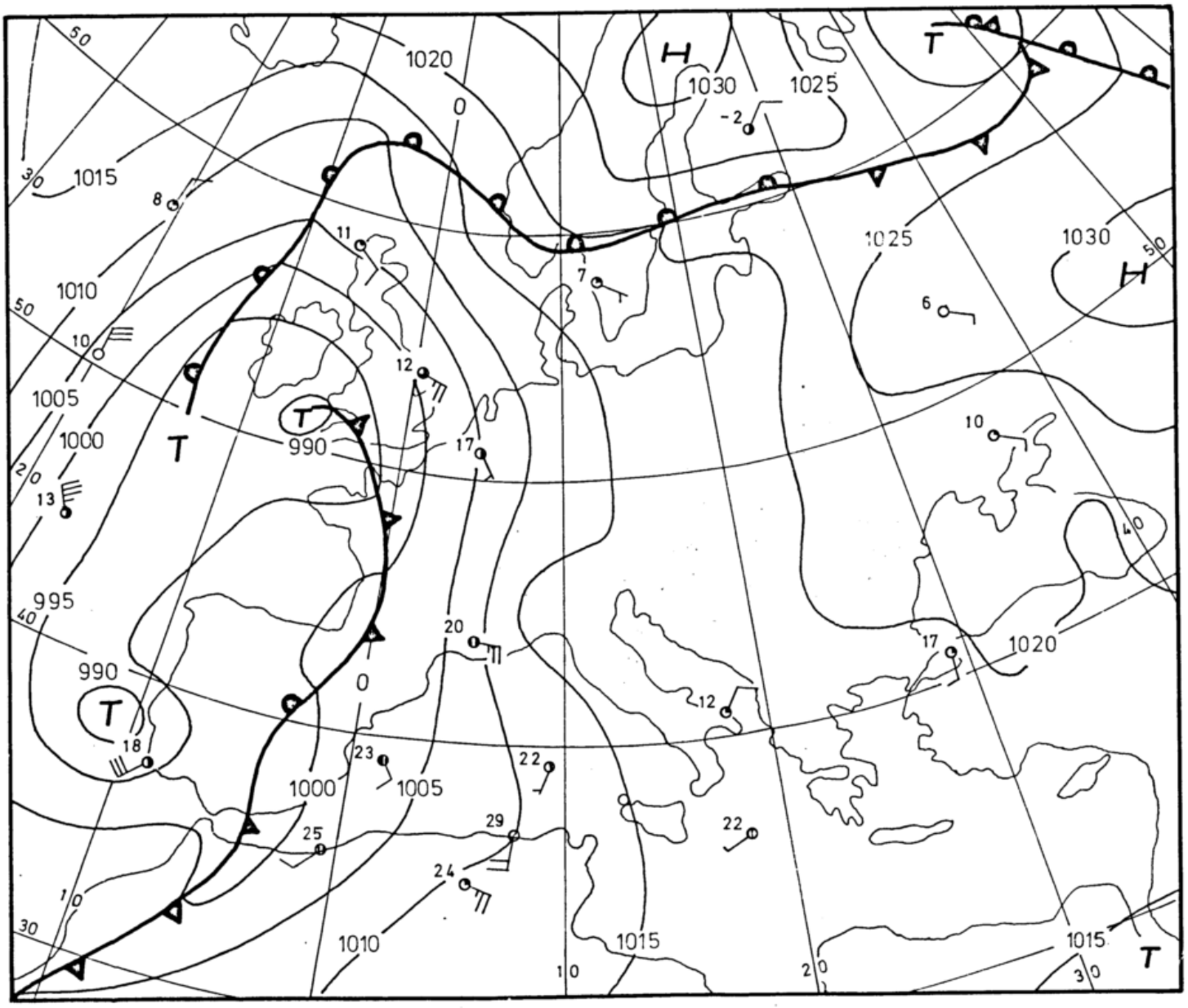


Abb. 7 08.11.1984, Wetterlage von 12 UTC:
Schirokko im westlichen Mittelmeer

In Südostspanien nennt man den Schirokko Leveche und im Golfe du Lion südlich von Marseille Marin. Schon am Vortage konnte man in Marokko, Algerien und Tunesien den "Chili" beobachten.

Am 09.11.1984 bildete sich an der zur Wellenbildung neigenden Kaltfront des Biskayatiefs ein Randtief südwestlich der Balearen, das sich nur wenig ostwärts bewegte und zwischen Ostspanien und Korsika/Sardinien am 10.11. und 11.11.1984 Ost- bis Südoststurm auslöste (siehe Abbildung 8), da das nordrussische Hoch gleichzeitig einen kräftigen Keil bis zu den Westalpen vorschob.

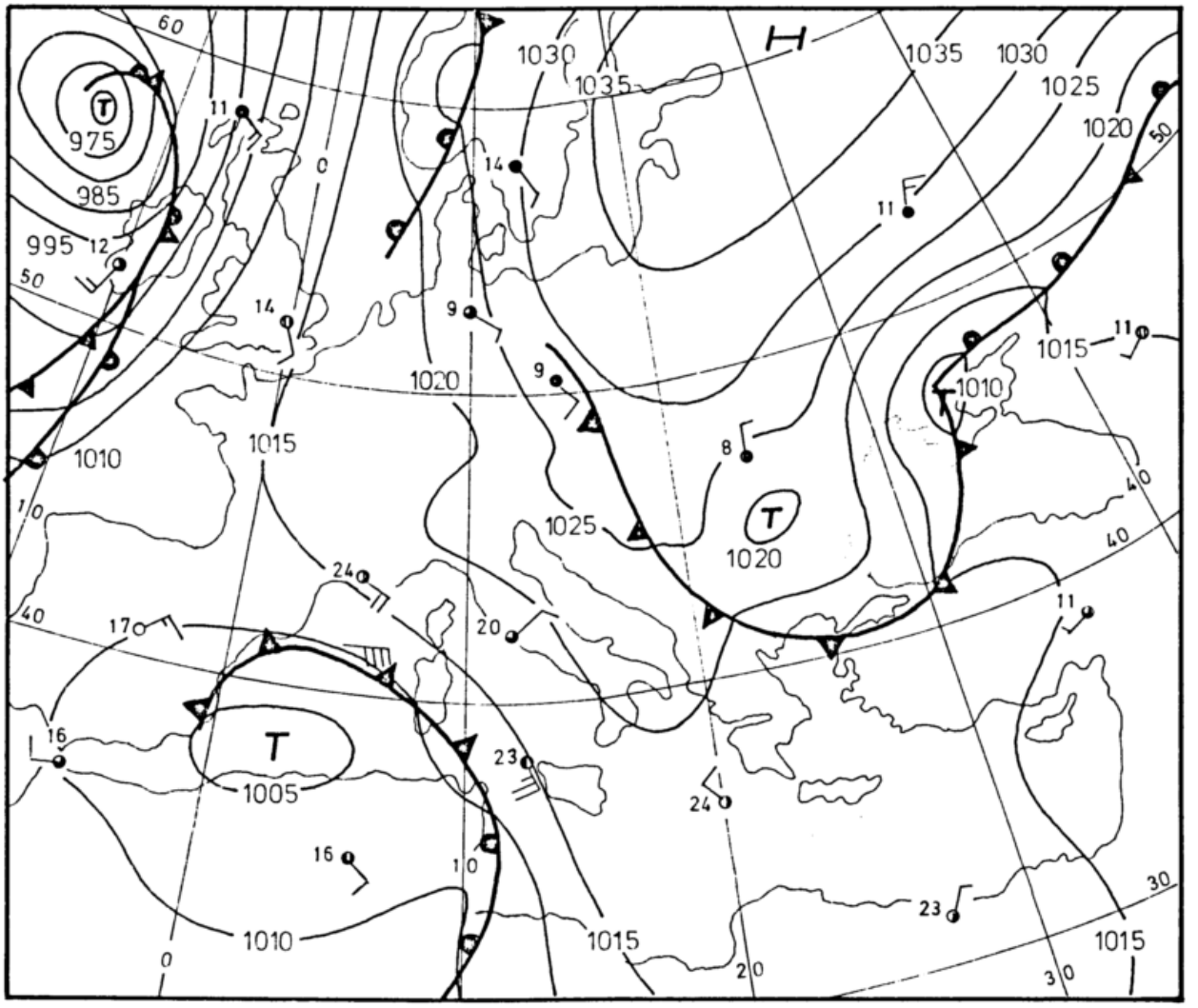


Abb. 8 11.11.1984, Wetterlage von 12 UTC:
Schirokko Tunesien bis Südfrankreich

Ab 12.11.1984 trat dann eine Abschwächung des Balearentiefs ein, und der Wind ließ rasch nach.

4.2.2 Der Schirokko in Italien, der Adria und im zentralen Mittelmeer

Die Bedingungen für die Entstehung eines Schirokkos über Italien, der Adria und dem zentralen Mittelmeer sind ähnlich wie beim Schirokko im westlichen Mittelmeer. Ein hochreichendes Tief im Raum Biskaya, dicht westlich von Portugal oder über Spanien erstreckt einen kräfigen Höhentrog bis in den Westteil der Sahara, der gegenüber 4.2.1 geringfügig weiter im Osten liegt, so daß im Lee des Atlasgebirges eine Saharazyklone entsteht. Diese zieht dann auf der Trogvorderseite nordnordostwärts. Daher erfaßt die Wüstenluft nicht mehr das westliche Mittelmeer, sondern nur noch Italien, die Adria und das zentrale Mittelmeer. Dies ist der klassische Fall einer Schirokko-Lage, wie er am häufigsten vorkommt.

Eine derartige Wetterlage trat zwischen dem 17.05. und 21.05.1984 auf.

Am 17.05.1984 um 12 UTC lag ein kräftiges, auch in der Höhe gut erkennbares Tief über der Biskaya und Portugal mit einem Höhentrog über der westlichen Sahara, der sich durch Kaltluft, die auf der Rückseite der Zyklone weit südwärts ausfloß, noch verschärfte. So bildete sich über dem südlichen Algerien ein Tief von 1010 hPa, das bis zum 18.05.1984 etwas nordnordostwärts an Raum gewann und sich dabei auf 1004 hPa vertiefte.

Am 19.05.1984 entstand ein weiteres Tief über Algerien, das sich durch Druckfall bis 3,4 hPa pro 3 Std. besonders in Tunesien und im nördlichen Algerien bemerkbar machte und damit schon seine nordnordöstliche Zugrichtung unter Vertiefung anzeigte (siehe Abbildung 9, S. 27).

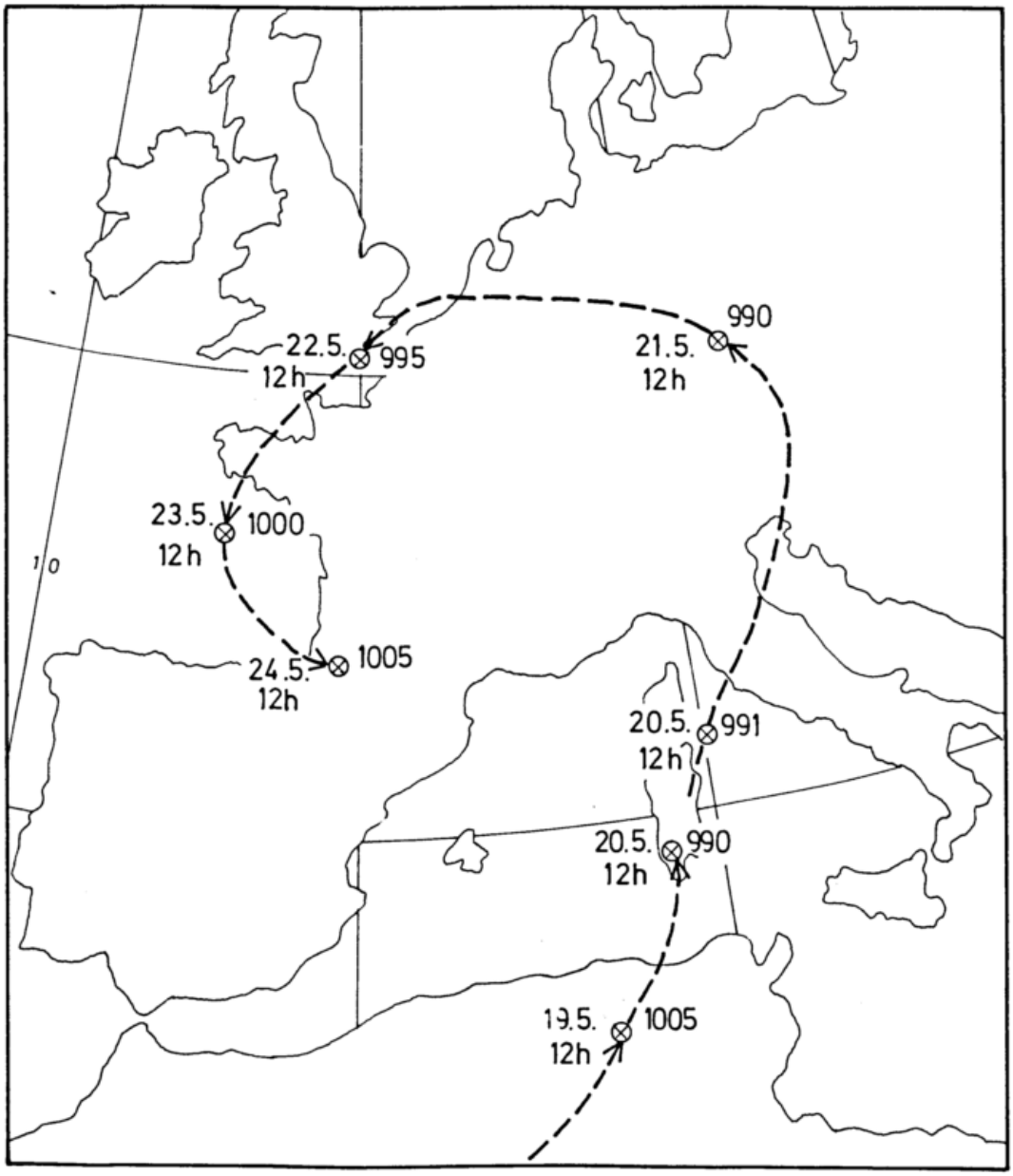


Abb. 9 Schirokkozyklonen vom 19.05. bis 24.05.1984
Am 20.05.1984 Neutiefbildung am Okklusionspunkt
östlich von Korsika

Auf seiner Ostseite strömten heiße Luftmassen aus der Sahara in die Große Syrte. So meldete z.B. das an der Küste gelegene Misurata in Libyen bei einem "Ghibli" 38 Grad C und Sandsturm. Gleichzeitig betrugen die Temperaturen in Portugal und im größten Teil Spaniens in der höhenkalten Luft (minus 31 Grad C im 500 hPa-Niveau über Nordwestspanien) nur 12 bis 15 Grad C, und es traten dort zahlreiche Schauer auf.

Am 20.05.1984 um 12 UTC war die Zyklone mit 990 hPa über Sardinien angekommen, und am Okklusionspunkt östlich von Korsika bildete sich ein neues Tief (siehe Abbildung 10).

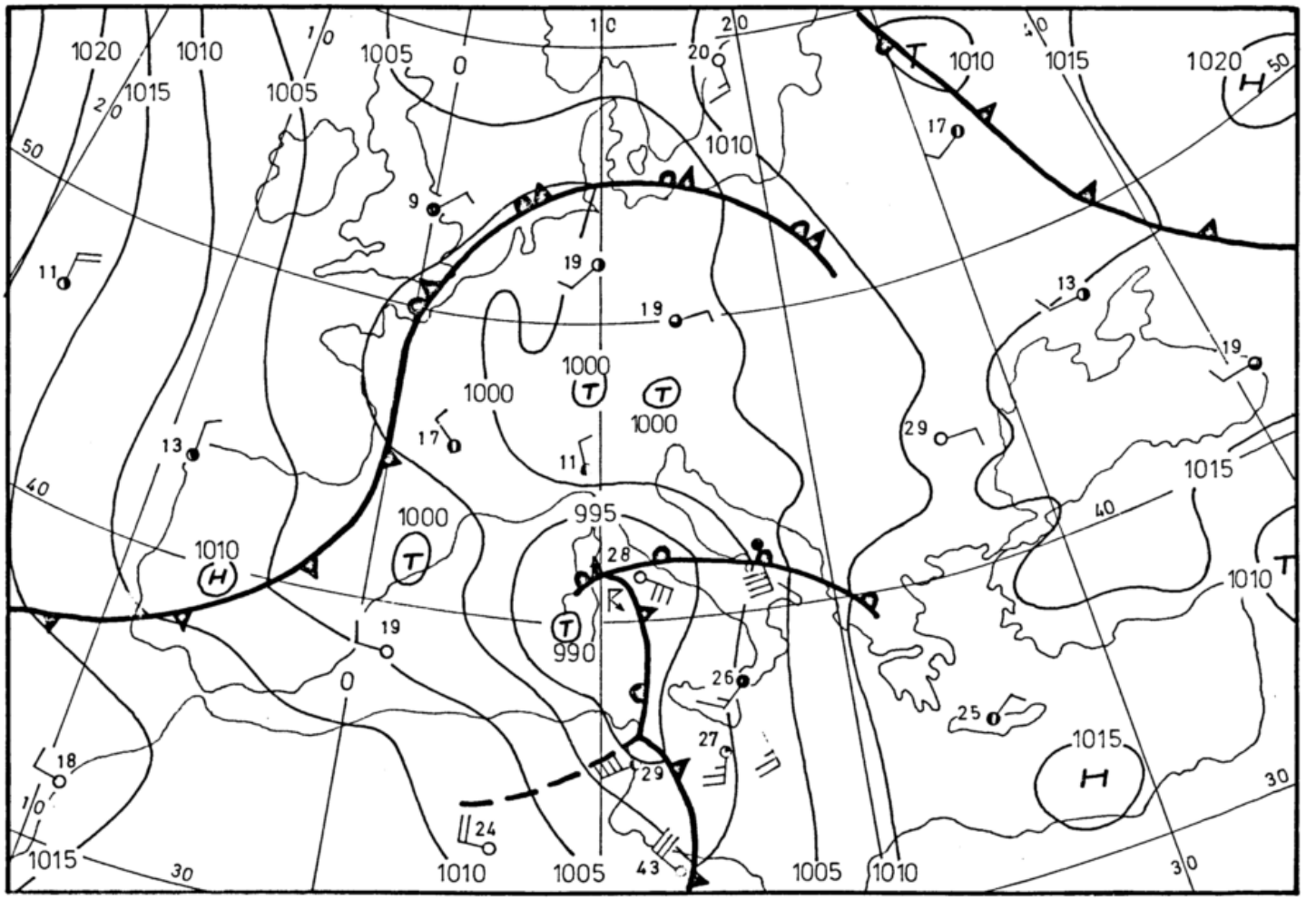


Abb. 10 20.05.1984, Wetterlage von 12 UTC: Schirokko über Italien, der Adria und dem zentralen Mittelmeer

Der Schirokko hatte mit starken bis stürmischen südlichen Winden das gesamte zentrale Mittelmeer, Süditalien und den Südteil der Adria erfaßt, wobei die Warmfront von Mittelitalien bis nach Nordgriechenland verlief. Sie trennte recht kühle Luft über Norditalien (in Mailand 11 Grad C) von sehr warmer Luft über Süditalien, der Großen Syrte und Libyen. In Rom wurde z.B. kurz hinter der Warmfront 28 Grad C und Gewitter sowie in Tripolis zur Zeit der Kaltfrontpassage bei Sandsturm noch 43 Grad C beobachtet. In diesem Fall erfolgte hinter der Kaltfront in Tunesien ein stürmischer Kaltluftausbruch mit Sandsturm von Westen her. Erst mit Durchzug einer etwas westlich gelegenen zweiten Staffel (gestrichelt) nahm der Wind ab, und die Temperatur ging bei besser werdenden Sichtverhältnissen nochmals stärker zurück (siehe auch 3.1). Kräftige Falltendenzen auf der Nordseite des Tiefs bis 4,9 hPa pro 3 Std. (Rom) und starker Druckanstieg hinter der Kaltfront bis 3,9 hPa pro 3 Std. über Nordostalgerien und Tunesien deuteten jedoch seine rasche Verlagerung über die Ostalpen hinweg nach Mitteleuropa an.

So befand sich das am Okklusionspunkt entstandene Tief am 21.05.1984 um 12 UTC mit seinem Kern über der Tschechoslowakei, und Norddeutschland verzeichnete in seinem Warmsektor hochsommerliche Temperaturen bis 26 Grad C, während Italien und das westliche Mittelmeer bei starken südwestlichen Winden in den Zustrom deutlich kühlerer Luftmassen geraten waren. Über dem zentralen Mittelmeer herrschten dagegen nur noch schwache Winde aus wechselnden Richtungen, da über der Großen Syrte durch den Druckanstieg an der Südwestseite des Tiefs ein Hoch von 1017 hPa entstanden war, das langsam nordostwärts wanderte.
Die bei Korsika entstandene Zyklone zog nun von Mitteleuropa zum Englischen Kanal und später über die innere Biskaya nach Südwestfrankreich, wo sie sich am 24.05.1984 auffüllte.
Ein solcher Fall, daß eine Schirokkozyklone nach Mitteleuropa vordringt, ist sehr selten. Meistens verläuft dabei die Zugbahn über die Ostalpen und Österreich hinweg oder über die Westalpen und die Schweiz zum Oberrheintal. Bei einer derartigen westlichen Zugbahn sind durch die mitgeführte Warmluft im größten Teil Deutschlands und den im Osten angrenzenden Gebieten sehr hohe Temperaturen zu verzeichnen, die weit über den jahreszeitlichen Werten liegen.

4.2.3 Der Schirokko in der Ägäis und im östlichen Mittelmeer

Voraussetzung für die Bildung einer Schirokko-Lage in der Ägäis und im östlichen Mittelmeer ist ein hochreichendes Tief über Italien oder der Adria mit einem bis ins südliche Libyen oder westliche Ägypten reichenden Höhentrog (siehe Abbildung 11).

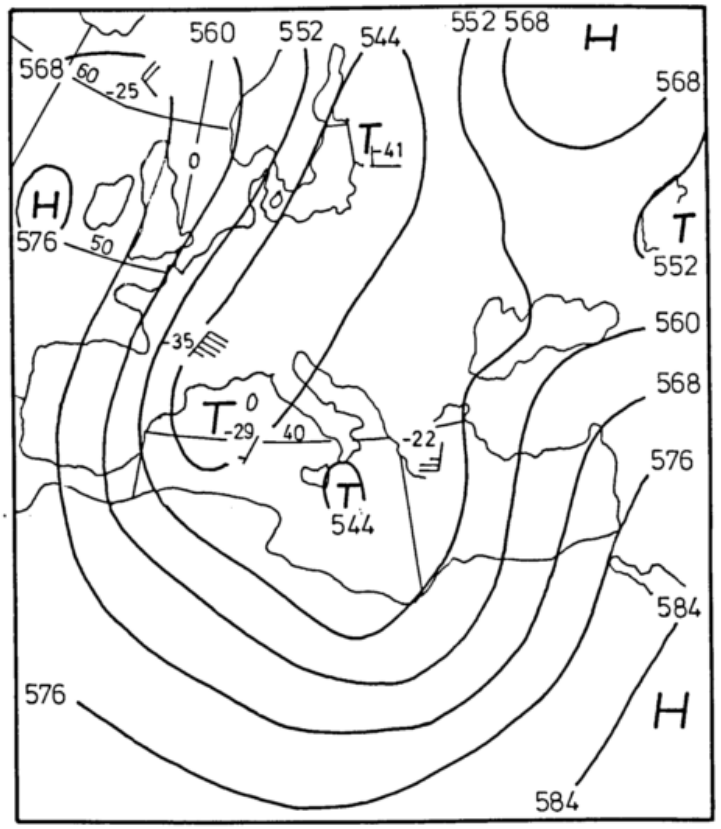


Abb. 11 Höhenwetterkarte 500 hPa-Niveau bei einer Schirokko-Lage im östlichen Mittelmeer

Im Gegensatz zu 4.2.1 und 4.2.2 liegt der Trog weiter im Osten, so daß sich in den meisten Fällen ein Tief über dem Ostteil der Sahara oder dem Sudan entwickelt, das dann trogvorderseitig nach Norden zieht und Wüstenluft ins östliche Mittelmeer, nach Griechenland und in die Türkei lenkt.

Eine solche Wetterlage gab es zwischen dem 06.02. und 12.02.1983.

Zum erstgenannten Termin lag eine intensive, hochreichende Zyklone von 995 hPa über Norditalien, auf deren Rückseite mit einem Mistral von Stärke 6 bis 7 Bft Kaltluft über das westliche Mittelmeer nach Marokko, Algerien und Tunesien strömte und über dem südlichen Libyen einen Höhentrog entstehen ließ. Im Bereich des Höhentiefs wurden im 500 hPa-Niveau über Norditalien, Südfrankreich und sogar auf den Balearen minus 35 Grad C gemessen. Als Kompensationsbewegung setzte daher auf der Trogvorderseite Warmluftadvektion ein, was ab 07.02.1983 in Griechenland, der Ägäis und der westlichen Türkei sowie im Westteil des östlichen Mittelmeeres bei starken bis stürmischen Südost- bis Südwinden zu einem kräftigen Temperaturanstieg bis 20 Grad C führte, nachdem es dort zwei Tage vorher in den nördlichen Teilen bei Nordost- bis Nordsturm und null bis plus 2 Grad C noch geschneit hatte. In Heraklion auf Kreta herrschte tagelang Südsturm mit 9 Bft und über Libyen wehte ein Ghibli sowie über dem westlichen Ägypten ein Khamsin (siehe Abbildung 12).

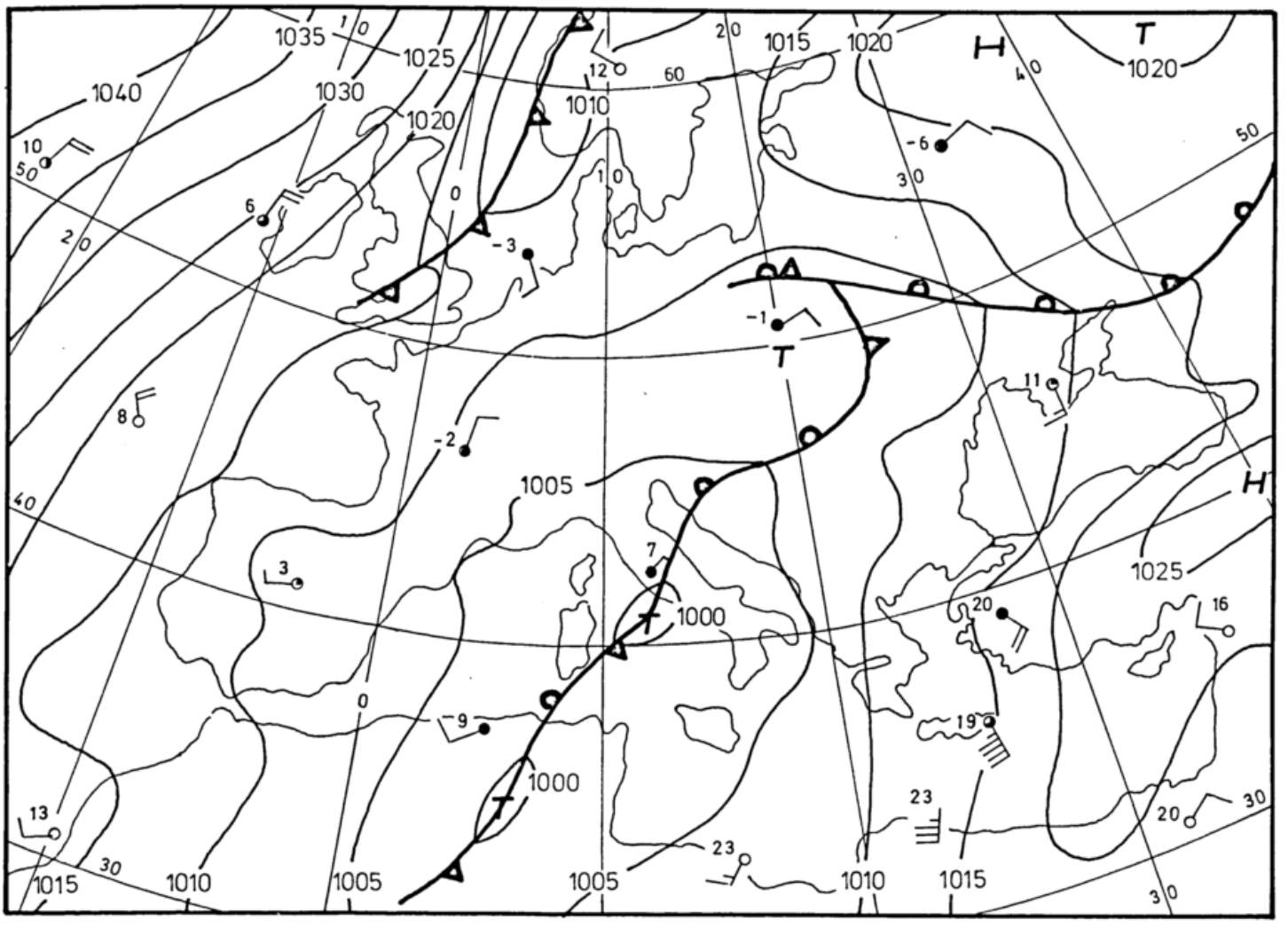


Abb. 12 10.02.1983, Wetterlage von 12 UTC: Schirokko in der Ägäis und über dem Westteil des östlichen Mittelmeeres

Abbildung 13 zeigt den Schirokko über der Ägäis und im Westteil des östlichen Mittelmeeres am 11.02.1983 auf dem Höhepunkt seiner Entwicklung kurz vor Durchzug der Kaltfront des italienischen Tiefs, das sich langsam zum Nordteil der Adria bewegt hatte.

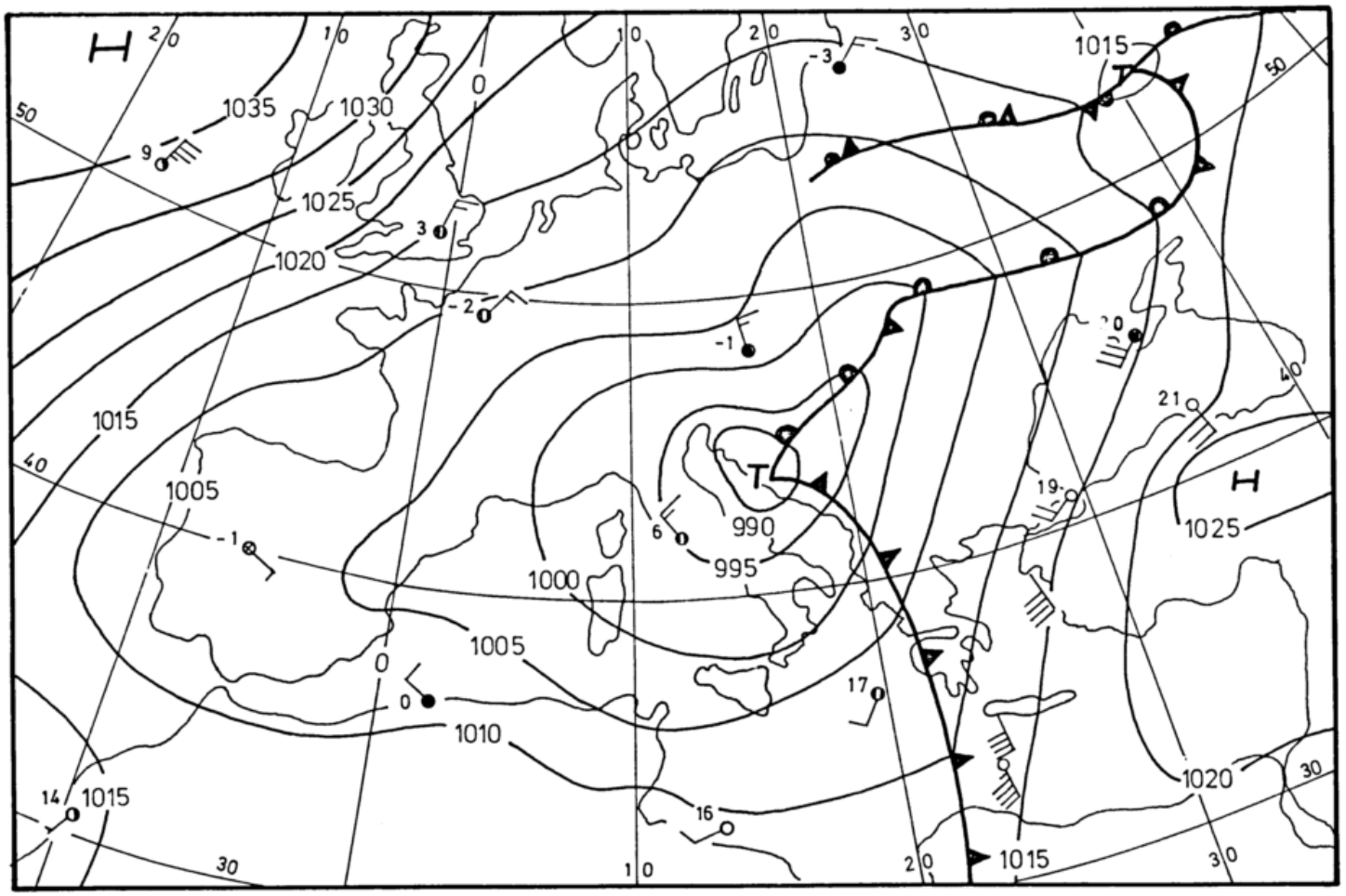


Abb. 13 11.02.1983, Wetterlage von 12 UTC:
Schirokko in der Ägäis und im
Westteil des östlichen Mittelmeeres

Eine Berechnung des Gradientwindes für die Ägäis und das Seegebiet südlich von Kreta ergibt Windstärke 8. Zwischen der westtürkischen Küste und den vorgelagerten Inseln können durch Düseneffekte noch höhere Windgeschwindigkeiten, an exponierten Stellen bis 10 Bft, aufgetreten sein. Erst mit Kaltfrontdurchgang und Winddrehung auf Südwest bis West endete diese Lage am 12.02.1983.

Ein 5 Tage andauernder Schirokko in der Ägäis und im Westteil des östlichen Mittelmeeres ist ungewöhnlich. Begünstigend wirkte sich der Aufbau eines Hochs von 1025 hPa auf der Trogvorderseite über der Türkei und dem Seegebiet um Zypern aus, so daß durch den Blockierungseffekt die wellende Kaltfront des Italientiefs nur sehr zögernd ostwärts vorankam. Die Warmluftadvektion war so intensiv, daß in Rußland bis dicht südlich von Moskau Tauwetter einsetzte, und auf der Krim bei starken Süd- bis Südwestwinden am 11.02.1983 20 Grad C gemessen wurden.

4.2.4 Khamsin, Scharki und Samum im östlichen Mittelmeer

In Abbildung 14 ist die Wetterlage vom 09.03.1984 um 12 UTC zu sehen, die eine Schirokko-Lage im östlichen Mittelmeer zeigt:

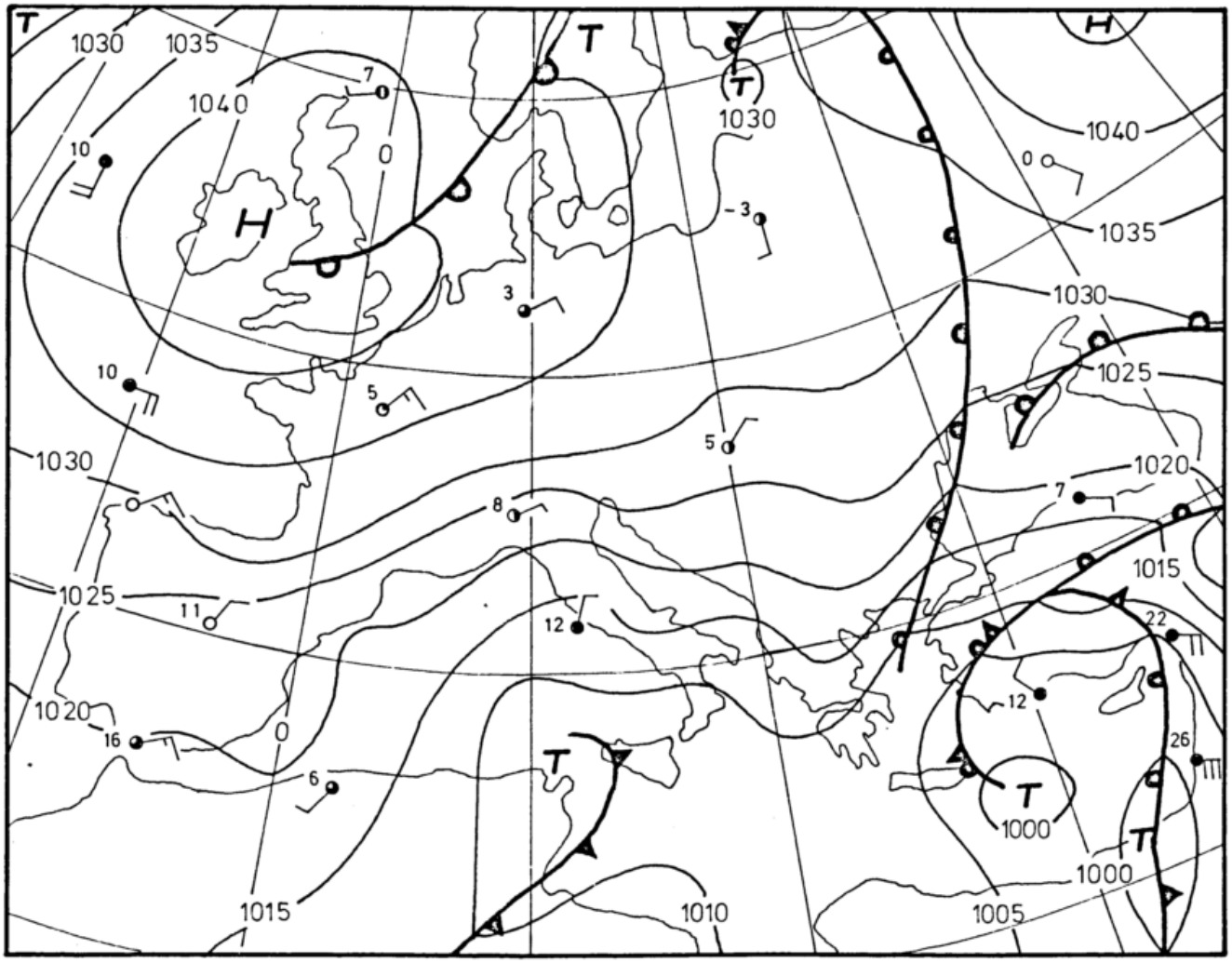


Abb. 14 09.03.1984, Wetterlage vo 12 UTC:
Levante, antizyklonale Bora,
Scharki und Samum

Sie war aus einem am 08.03.1984 vom Sudan nordwärts gezogenen Tief hervorgegangen. So wehte über Ostägypten ein kräftiger Khamsin, während über Israel ein starker bis stürmischer Scharki mit 26 Grad C und Sandsturm in Tel Aviv beobachtet wurde. Etwas weiter im Norden, östlich von Zypern, herrschten starke Ost- bis Südostwinde, die man in diesem Gebiet "Samum" nennt.
Über der Adria und Jugoslawien gab es zu demselben Zeitpunkt auf der Nordflanke eines Tiefs über Süditalien eine antizyklonale Bora; vom westlichen Mittelmeer wurden starke bis stürmische nordöstliche Winde, Levante genannt, gemeldet.
Diese Schirokko-Lage endete am 10.03.1984, als das ägyptische Tief zur Türkei abgezogen war, und mit frischen bis starken südwestlichen Winden merklich kühlere Luft ins östliche Mittelmeer gelangte.

4.2.5 Häufigkeit von Schirokko-Lagen

Der Schirokko über dem östlichen Mittelmeer ist selten und kommt nur im Winterhalbjahr vor, da die in diesem Raum von Mai bis September mit großer Beständigkeit anzutreffenden Etesien - synoptisch an das vorderasiatische Hitzetief sowie hohen Druck über Süd- und Osteuropa gebunden - eine solche Entwicklung im Sommer nicht zulassen.

Insgesamt nimmt die Häufigkeit der Schirokko-Lagen von West nach Ost hin ab. Am meisten kommen sie über Süditalien und im zentralen Mittelmeerbereich vor. Bei ihrem Auftreten werden vielfach Temperaturen erzielt, die teilweise zu den absoluten Maxima für den betreffenden Monat führen.

4.2.6 Dauer von Schirokko-Lagen

Schirokko-Lagen, die aufgrund von Saharazyklonen entstehen, sind meist nur von kurzer Dauer. Sie dauern in der Regel höchstens 1 bis 2 Tage, da diese Tiefs auf der Trogvorderseite relativ rasch nordnordostwärts ziehen.

In den Fällen jedoch, wo Schirokko-Lagen sich durch Abtropfungsprozesse aus der atlantischen Frontalzone, d.h. auf der Vorderseite hochreichender und damit quasistationärer Tiefs bilden, kann die Dauer auch mehrere Tage betragen. Solche länger andauernden Schirokko-Lagen treten überwiegend im Winterhalbjahr auf und verursachen Sturm und hohen Seegang.

4.2.7 Seegang bei Schirokko-Lagen

Zu beachten ist der Seegang, der wegen des langen Fetches im Golfe du Lion, im Golf von Genua, in der Adria und in der Ägäis beträchtliche Werte der kennzeichnenden Wellenhöhe von 5 m und mehr annehmen kann. Im Golf von Genua ist besonders der Hafen von Genua stark gefährdet. Hier treten manchmal große Schäden bei Schirokko-Lagen auf.

In der Adria baut sich bei Schirokko vor allem im Nordteil eine sehr hohe See auf, obwohl die Windstärken im Süden meist größer sind. In der Ägäis sind die am meisten gefährdeten Seegebiete die Meerengen zwischen den Inseln des Dodekanes und dem türkischen Festland.

5. Mistral

5.1 Erscheinungsbild eines Mistral

Kaltluftvorstöße ins westliche Mittelmeer bevorzugen stets die gleichen Bahnen, da ihnen die Pyrenäen und die Alpen nur wenige Durchgänge freilassen. Bevorzugte Kaltluftstraßen sind die Garonne-Carcassone-Senke und das Rhonetal. Der hier wehende starke oder stürmische Nordwest- oder Nordwind heißt Mistral. Durch das als Hindernis zwischen den Pyrenäen und Alpen liegende Zentralmassiv werden die von Nordwesten herangeführten Luftmassen im Garonne- und Rhonetal düsenartig beschleunigt. Zum anderen kommt es durch den Stau der Kaltluft an den Pyrenäen und das daraus resultierende seitliche Abfließen zum Golfe du Lion zu einer weiteren Windverstärkung. Diese Zunahme der Windgeschwindigkeit wirkt sich bis ins 500 hPa-Niveau aus.
Der Mistral tritt auf der Rückseite nach Italien, Jugoslawien oder zur Adria ziehender Tiefdruckgebiete auf, während gleichzeitig ein Hoch über der Biskaya, Frankreich oder Spanien die süd- oder südostwärts vordringende polare Kaltluft noch beschleunigt. Durch kräftige Druckgegensätze wird ein weiter Vorstoß nach Süden und Südosten begünstigt. Der auslaufende Mistral beeinflußt noch häufig das Seegebiet zwischen Sardinien und Algerien bis hin zur Straße von Sizilien. Bei kräftigen Tiefdruckgebieten im westlichen Mittelmeer oder über dem Golfe du Lion dringt die Kaltluft über Spanien ost- bis südostwärts vor. Dort nennt man einen solchen Wind "Maestral". Geleitet durch die Gebirge erreicht er in den Tälern und vor Flußmündungen hohe Geschwindigkeiten. Besonders gefährlich ist die Öffnung des Ebro-Tales zwischen Tortosa und Tarragona.
Abbildung 15 zeigt die mittlere Luftdruckverteilung beim Rhonetal-Mistral. Die Isobaren verlaufen über Südfrankreich nahezu senkrecht zur Küste.

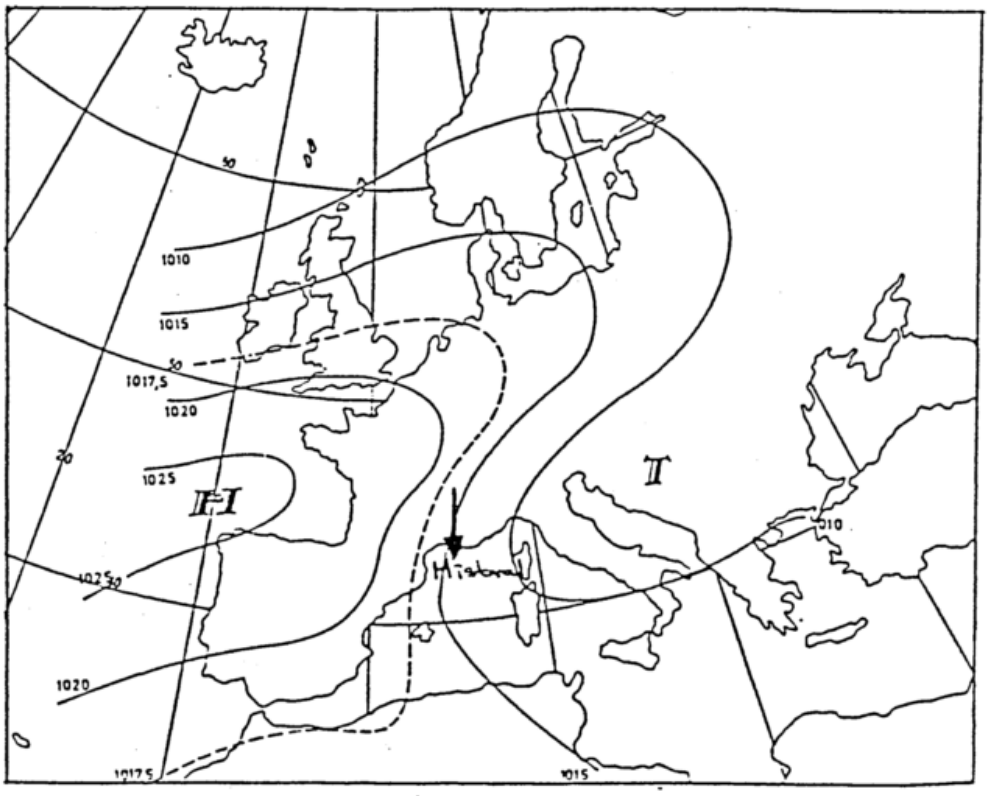


Abb. 15 Mittlere Luftdruckverteilung bei Mistral durch das Rhonetal

Da der Mistral nach der Passage einer aus Nordwesten bis Norden durchschwenkenden Kaltfront urplötzlich bei zum Teil wolkenlosem Himmel hereinbricht, ist er für die Sportschiffahrt im westlichen Mittelmeer äußerst gefährlich.

Über dem relativ warmen Mittelmeer wird die Kaltluft labilisiert, und es bilden sich zunächst Cumuli, weiter auf See dann hochreichende Cumulonimben mit kräftigen Schauern und Gewittern, in deren Nähe sich starke Böen entwickeln.

Häufig entsteht bei derartigen Lagen südlich der Alpen im Golf von Genua ein neues Tief. Durch diese Lee-Tief-Bildung werden die Druckgegensätze zum westlich gelegenen Hoch erheblich verschärft, so daß der Mistral bis an die nordafrikanische Küste vorstoßen kann.

Verlagert sich die Genua-Zyklone weiter ostwärts, so kann er auch Korsika überschreiten und dort an der Ostküste die gefährlichen Nordweststürme auslösen. Die von den bis zu 2719 m hohen Bergen Korsikas herabfließende Luft ist stark verwirbelt, was sich ähnlich wie bei der Bora in Jugoslawien in einer erhöhten Böigkeit äußert. Berüchtigt hierfür ist der Hafen von Bastia, der bei Mistral wegen der heftigen Fallböen nicht als Schutzhafen dienen kann. Ähnlich verhält es sich bei der Bucht von Ciotat zwischen Marseille und Toulon, wo ebenfalls wegen des nach Nordwesten hin stark ansteigenden Geländes bei Mistral intensive Fallwinde auftreten.

Abbildung 16 zeigt die mittlere Luftdruckverteilung beim Mistral durch die Garonne-Carcassone-Senke und beim Maestral.

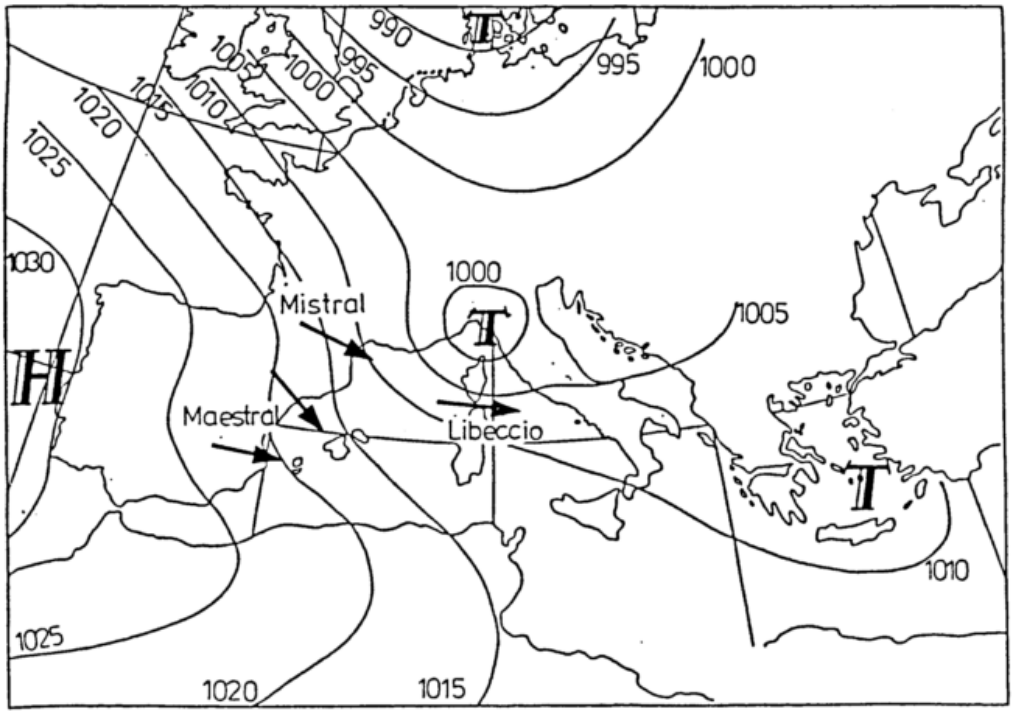


Abb. 16 Mittlere Luftdruckverteilung bei Mistral durch die Garonne-Carcassone-Senke und beim Maestral

Bei einem kräftigen Mistral über dem Golfe du Lion mit Windstärken von $\geq$ 8 Bft, wie er im Winterhalbjahr bei der regen Zyklonentätigkeit im Mittelmeer häufiger vorkommt, beträgt die Druckdifferenz zwischen Pyrenäen und Golf von Genua mindestens 15 hPa. Es drängen sich also in einem solchen Fall 3 bis 4 Isobaren zwischen den beiden Gebieten.

5.2 Tagesgang des Mistral

Der Mistral hat einen ausgeprägten Tagesgang. Vor allem im Frühling und Sommer wirkt ihm in Küstennähe der Seewind entgegen, so daß das Windstärkemaximum schon vormittags gegen 10.00 Uhr eintritt. Im Winterhalbjahr jedoch beobachtet man den stärksten Wind zwischen Mittag und dem frühen Nachmittag.

5.3 Jahreszeitliches und räumliches Auftreten des Mistral

Der Mistral kann das ganze Jahr über auftreten; die größten Windgeschwindigkeiten erreicht er im Winter mit einem Maximum im Februar. Im Golfe du Lion weht er dann bisweilen mit Orkanstärke, und auch westlich von Sardinien kann er noch 10 bis 11 Bft erreichen. Selbst im Sommer sind Windstärken über 8 Bft nichts außergewöhnliches, besonders im Golfe du Lion (siehe Abbildung 17).

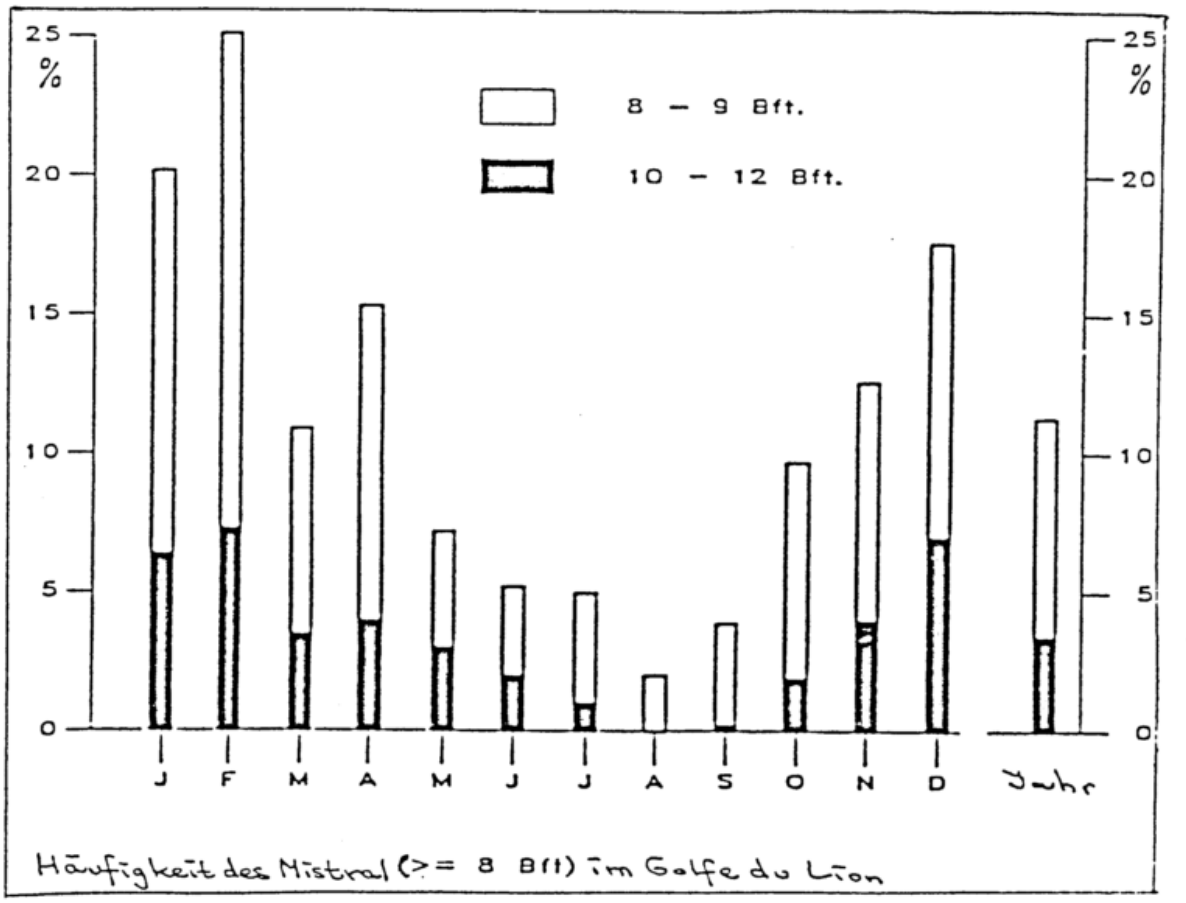


Abb. 17

Die Häufigkeit des Mistral nimmt von Nord nach Süd hin ab, d.h. er kommt im Golfe du Lion am häufigsten vor. Hier erreicht er auch seine größte Intensität, was sich darin ausdrückt, daß in diesem Seegebiet 11 % aller Beobachtungen pro Jahr Sturmstärke aufweisen. An der französischen Küste werden in Perpignon und Marseille an 10 bis 15 Tagen im Jahr bei Mistral-Lagen Sturm gemessen.

5.3.1 Der Mistral im Winter

5.3.1.1 Mistral durch das Rhonetal

Als Beispiel für einen besonders starken winterlichen Mistral sei hier eine Wetterlage zwischen dem 10.01. und 12.01.1987 beschrieben:

Am 09.01.1987 vertiefte sich eine Wellenstörung dicht westlich von Portugal, da an der Südostseite eines Hochs von 1043 hPa über Skandinavien hochreichende Kaltluft (minus 40 Grad C im 500 hPa-Niveau über Frankreich) südsüdwestwärts über Frankreich zur Iberischen Halbinsel in Bewegung gesetzt wurde. So hatte sich die Zyklone bis zum 10.01.1987 um 12 UTC, als sie bei den Balearen zentriert war, auf 990 hPa vertieft. Vor ihrer Warmfront, die vom Tiefkern über das südliche Sardinien bis zum Westteil der Großen Syrte verlief, kündigte Druckfall bis 5,0 hPa pro Std. über Süditalien eine weitere Intensivierung an, da die Anstiegstendenzen auf der Rückseite über Spanien nur maximal 2,5 hPa pro 3 Std. betrugen. Am 11.01.1987 um 12 UTC war das Tief über der Adria mit 980 hPa auf dem Höhepunkt seiner Entwicklung angelangt (siehe Abb. 18).

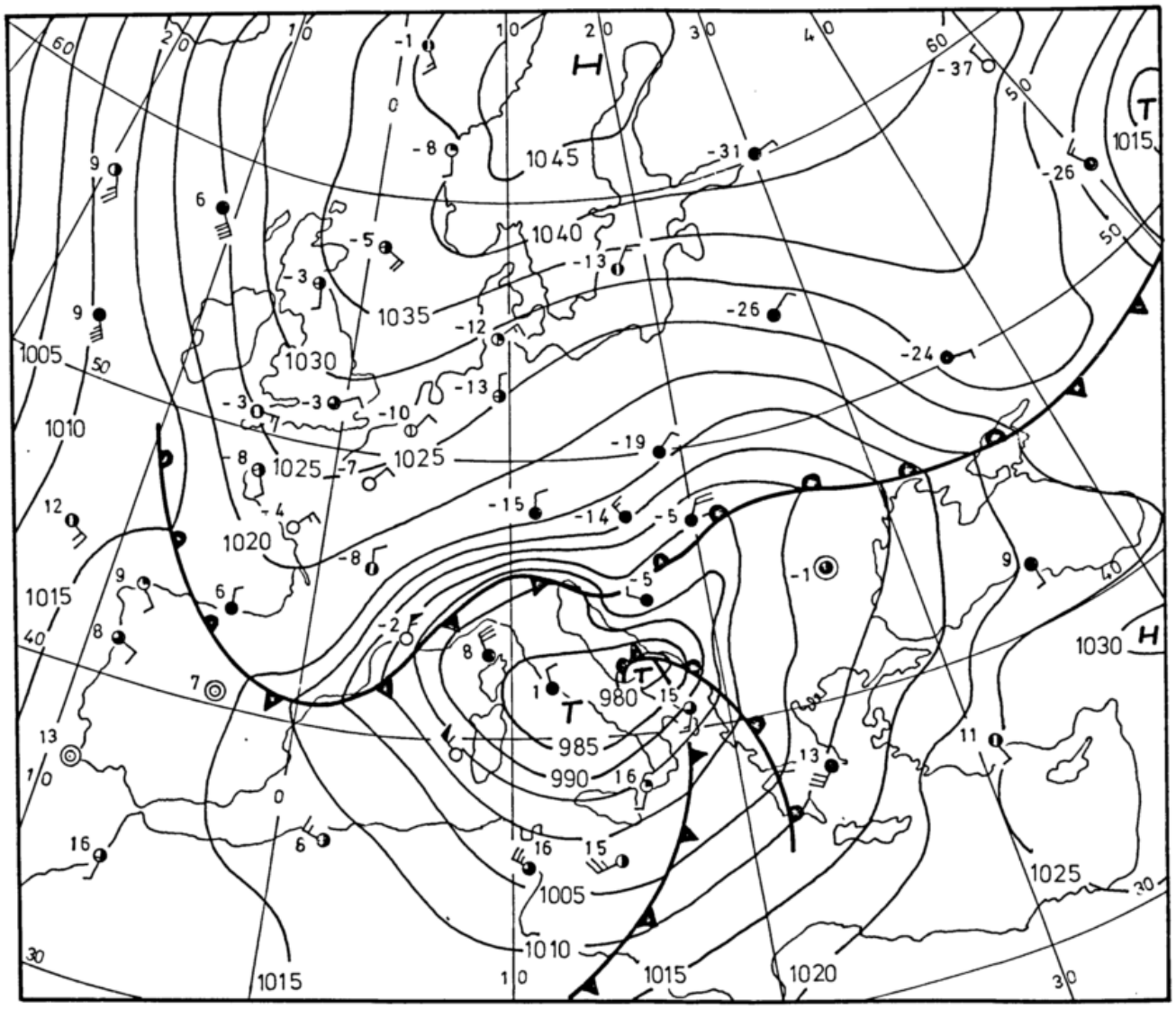


Abb. 18 11.01.1987, Wetterlage von 12 UTC:
Winterlicher Mistral auf der Rückseite
eines Sturmtiefs über der Adria

Es verlagerte sich bis zum nächsten Tag langsam weiter nordostwärts zu den Karpaten und schwächte sich dabei auf 1000 hPa ab. Zwei Tage später füllte es sich über Westrußland auf.

Über dem Tyrrhenischen Meer bildete sich am 11.01.1987 um 12 UTC ein Trogtief von 981 hPa, auf dessen Rückseite mit dem Mistral arktische Kaltluft von Frankreich (nächtliche Tiefsttemperaturen hier verbreitet unter minus 20 Grad C) ins westliche Mittelmeer vordrang. In Marseille herrschte Nordnordwest 11 bei minus 2 Grad C, und über dem Golfe du Lion trat voller Orkan auf.

Westlich von Sardinien ergibt eine Berechnung des Gradientwindes Nordwest Stärke 11 Bft und zwischen Sardinien und Tunesien West bis Nordwest 9 Bft.

Im Laufe des 12.01.1987 ließ der Wind rasch nach, da das Adriatief unter Abschwächung zu den Karpaten gezogen war, und sich das erwähnte Trogtief zur Adria entfernt hatte. Gleichzeitig machten sich über Spanien die von Westen heranschwenkenden Ausläufer eines Sturmtiefs mit Druckfall bemerkbar.

Heftige winterliche Mistral-Lagen durch das Rhonetal sind vor allem in den nördlichen Teilen des westlichen Mittelmeeres und an der Cote d' Azur mit Wintereinbrüchen verbunden, wie das Beispiel zeigt. Daraus resultieren auch die durchschnittlichen 3 Schneefalltage pro Jahr im Golfe du Lion.

5.3.1.2 Mistral durch die Garonne-Carcassone-Senke

Als Beispiel für einen winterlichen Mistral durch die Garonne-Carcassone-Senke sei hier die Wetterlage zwischen dem 22.01. und 25.01.1984 erläutert.

In einer kräftigen vom Atlantik über Frankreich und das westliche Mittelmeer bis nach Süditalien verlaufenden Frontalzone zog eine am 22.01.1984 um 12 UTC bei 50 Nord 27 West entstandene Welle unter Vertiefung rasch zur Irischen See (970 hPa am 23.01.1984 um 12 UTC). Dabei kam es über dem Englischen Kanal zu einer Teiltiefbildung mit Falltendenzen bis zu 11,8 hPa pro 3 Std. in Paris und 7,8 hPa pro 3 Std. in Südfrankreich.

Diese neue Zyklone wurde also bis zum 24.01.1984 um 12 UTC südostwärts nach Italien und zur Adria gesteuert und führte auf ihrer Rückseite im westlichen Mittelmeer zu einem kräftigen Mistral. Da das Haupttief über der Irischen See sich gleichzeitig innerhalb von 24 Std. nach Nordwestdeutschland verlagert hatte und ein südlich der Azoren gelegenes Hoch ins Seegebiet westlich von Portugal gewandert war, wehte der Mistral nicht durch das Rhonetal sondern von Nordwesten durch die Garonne- Carcassone-Senke (siehe Abbildung 19).

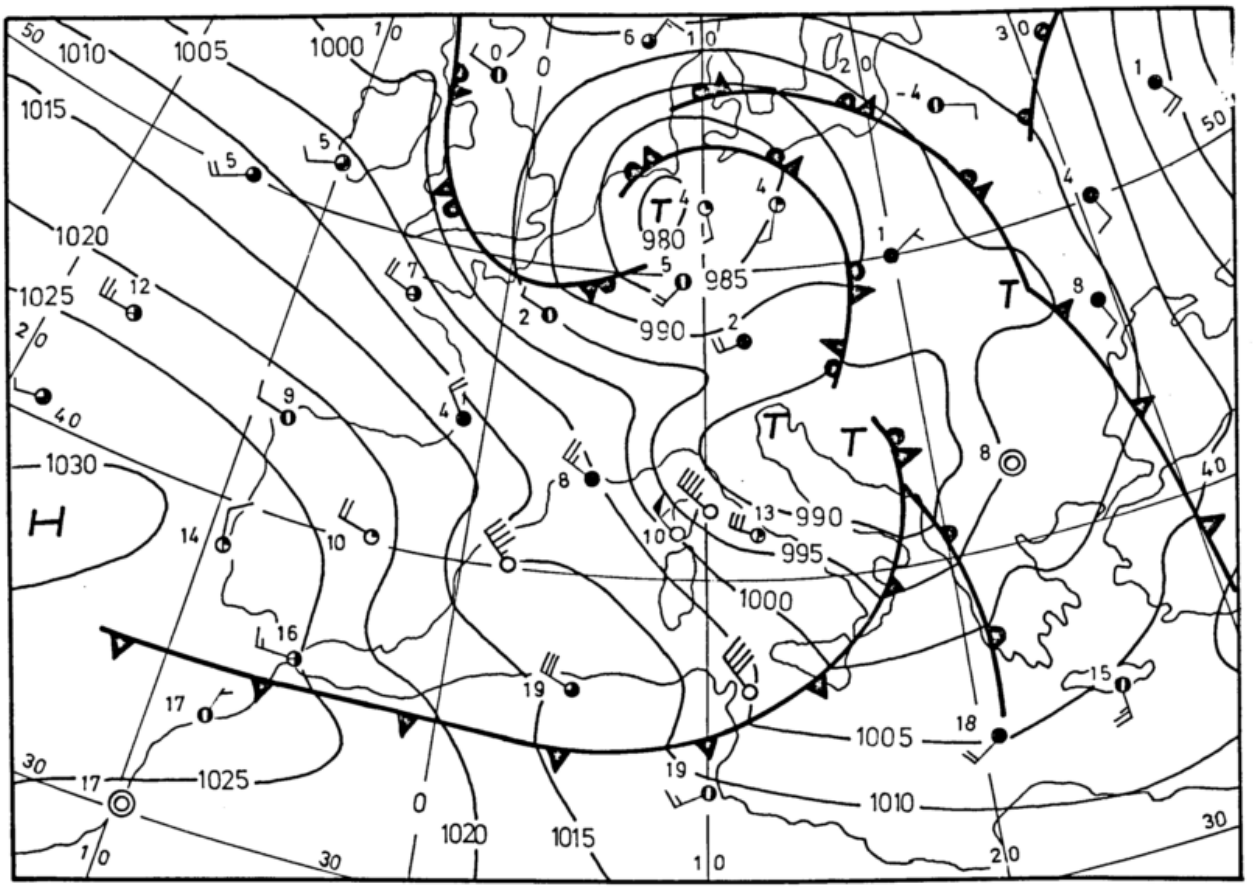


Abb. 19

24.01.1984, Wetterlage von 12 UTC:
Winterlicher Mistral auf der Rückseite
kräftiger Tiefdruckgebiete über Italien,
der Adria und Nordwestdeutschland

In Marseille trat zwar nur Nordwest 6 auf, aber über dem nordwestlichen Mittelmeer tobte ein schwerer Nordweststurm und von der Straße von Bonifacio wurde Windstärke 11 gemeldet. Eine Ermittlung des Gradientwindes für das Seegebiet östlich von Korsika ergibt Nordwest Stärke 9 Bft, so daß bei Bastia sicherlich Fallböen von Orkanstärke vorgekommen sind. Auch zwischen Sardinien und Tunesien kommt man auf einen Wert von 8 Bft aus Nordwest. An der ostspanischen Küste wehte zu demselben Zeitpunkt zwischen Barcelona und Valencia ein Maestral von Stärke 9 Bft, so daß aufgrund von Düseneffekten an der Öffnung des Ebro-Tales mindestens Windstärke 10 geherrscht haben muß.

Am 25.01.1984 hatte sich das Nordwest-Sturmfeld nach Osten verlagert und reichte vom Golfe du Lion über Korsika/Sardinien bis in den Nordteil der Großen Syrte, da das Tief über Italien und der Adria inzwischen in den Karpatenraum abgezogen war. Dabei wurde verbreitet noch Windstärke 9 beobachtet, verbunden mit Schauer- und Gewitterböen, besonders im Raum Sizilien.
Erst am 26.01.1984 ließ der Wind rasch nach und drehte auf südliche Richtungen, da sich ein Sturmwirbel dicht südlich von Irland mit Druckfall über Spanien und Frankreich ankündigte.
Bei winterlichen Mistral-Lagen durch die Garonne-Carcassone-Senke kommt es zu keinen Wintereinbrüchen, da es sich um atlantische Kaltluftmassen handelt, die einen weiten Weg über dem Wasser zurückgelegt haben, so daß die Temperatur im positiven Bereich bleibt.

5.3.2 Der Mistral im Sommerhalbjahr

Als Beispiel für einen Mistral im Sommerhalbjahr sei hier eine Wetterlage zwischen dem 21.05. und 27.05.1983 abgehandelt, der mit fast einer Woche ungewöhnlich lange andauerte (s. Abb. 20).
Am 21.05.1983 endete eine schwachgradientige, warme Wetterlage, als sich die wetterbestimmende Antizyklone unter Abschwächung vom Tyrrhenischen Meer nach Südosteuropa zurückzog, und ein Höhentrog von der Iberischen Halbkugel unter Verschärfung langsam ostwärts schwenkte, so daß über Norditalien ein abgeschlossenes Höhentief entstand. Daher drehte der Wind über Südfrankreich und dem Golfe du Lion von südöstlichen auf nordwestliche Richtungen und frischte allmählich auf, da das Azorenhoch in den Folgetagen zur westlichen Biskaya wanderte, und zum anderen das Tief über Italien seine Lage kaum veränderte.

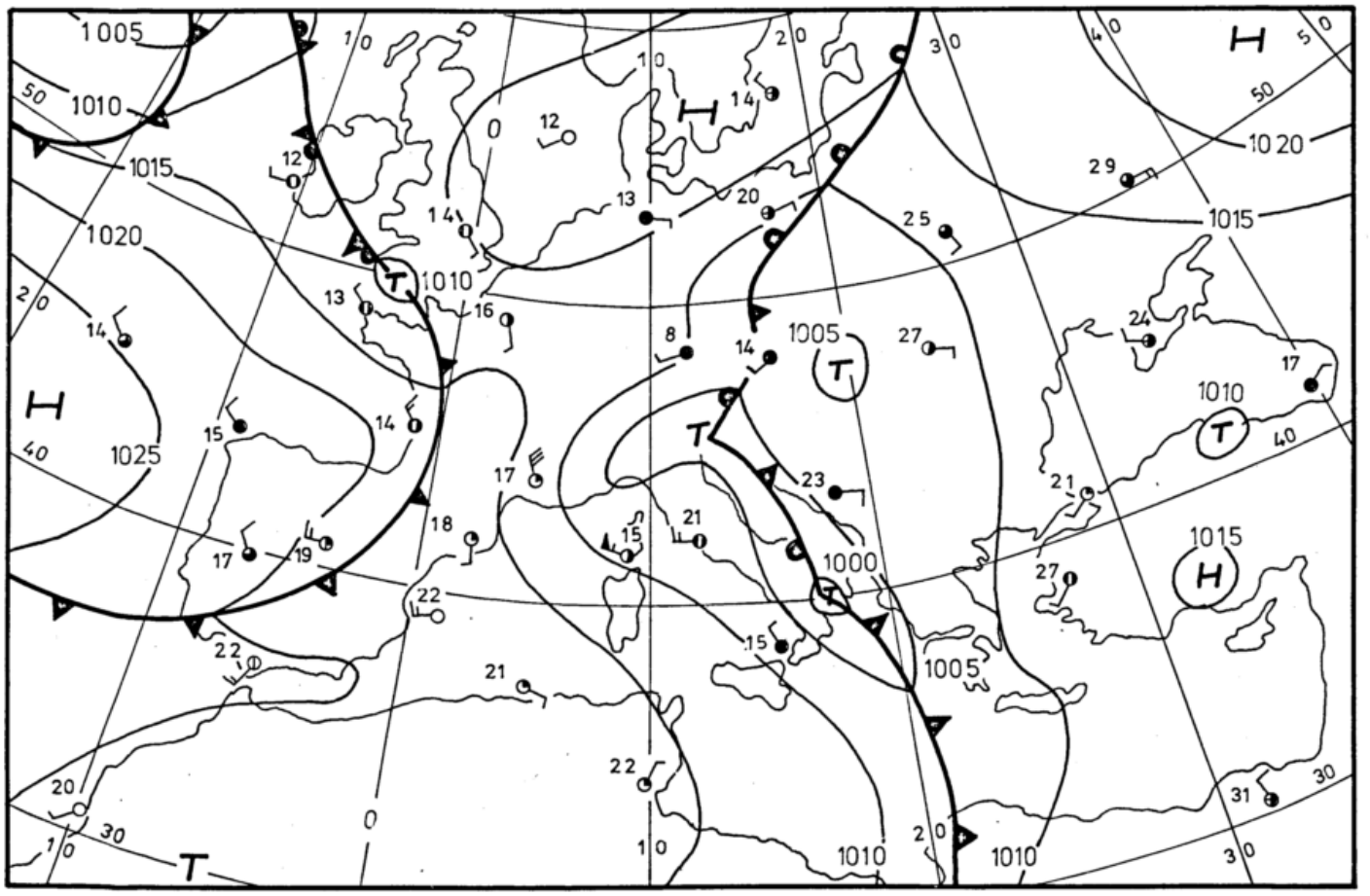


Abb. 20 23.05.1983, Wetterlage von 12 UTC: Mistral im Sommerhalbjahr auf der Rückseite eines Tiefs über Italien

So meldete Marseille am 23.05.1983 um 12 UTC in der hochreichenden Kaltluft Nordnordwest 7 bei nur noch 17 Grad C. Über dem Golfe du Lion ergibt eine Ermittlung des Gradientwindes sogar Nordwest Stärke 9 Bft. Zu demselben Zeitpunkt tobte in der Straße von Bonifacio ein orkanartiger Weststurm, da bei Mistral-Lagen in der Meerenge zwischen Korsika und Sardinien Düseneffekte für eine zusätzliche Windverstärkung sorgen. Dieser Sturm dauerte bis zum 27.05.1983 an. Durch die Bildung einer Genua-Zyklone am 25.05.1983 kam es im Golfe du Lion sogar noch zu einer vorübergehenden Windzunahme, wobei die Temperatur in Marseille bei Nordwest 8 auf 13 Grad C zurückging (s. Abb. 21).

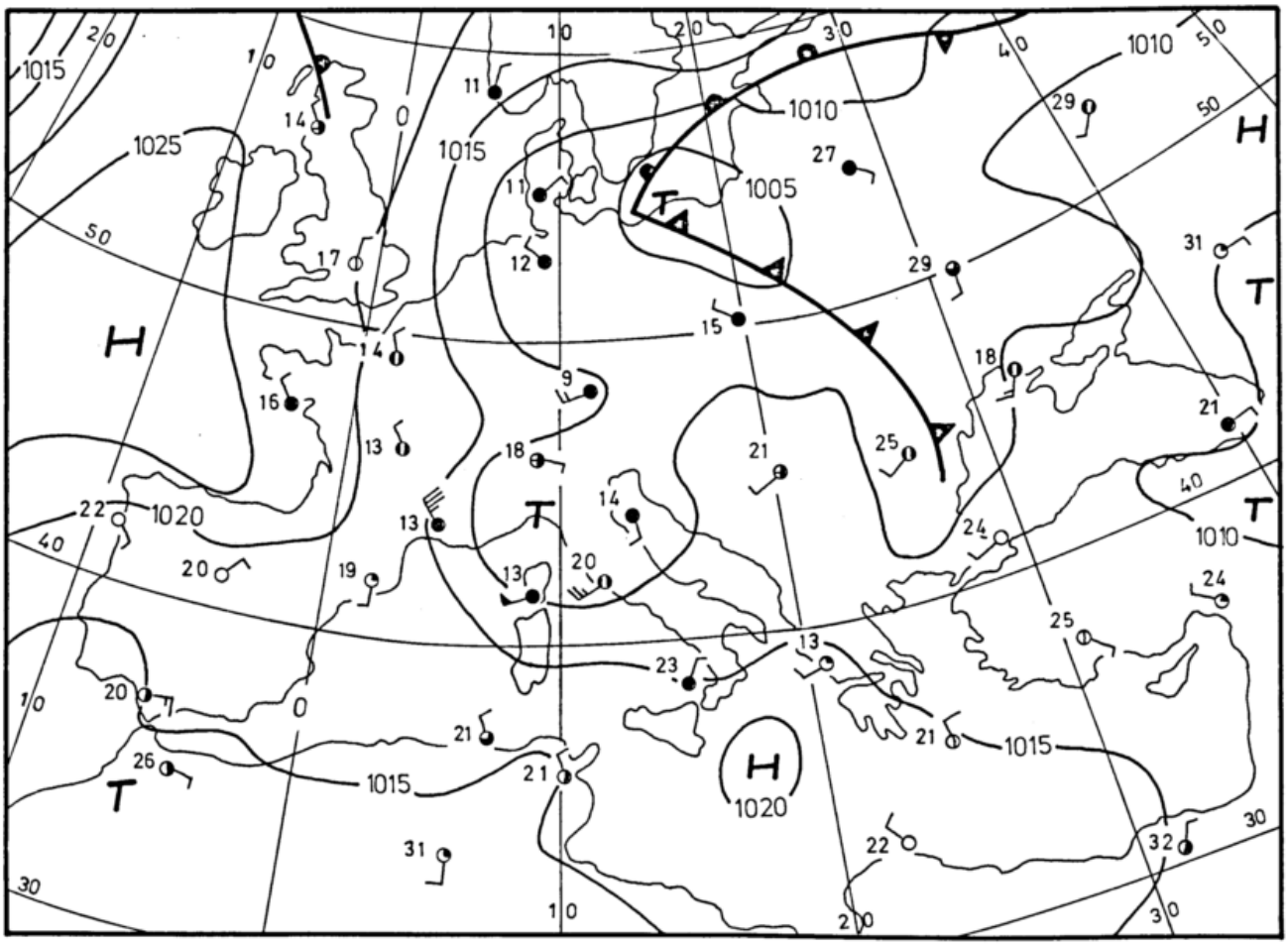


Abb. 21

25.05.1983, Wetterlage von 12 UTC:
Verschärfung des Mistral durch die
Bildung einer Genua-Zyklone

Erst am 28.05.1983 wurde die Mistral-Lage beendet, als sich die Genua-Zyklone abschwächte.

5.4 Dauer von Mistral-Lagen

Die durchschnittliche Dauer einer Mistral-Lage ist 3 bis 4 Tage.
Mistral-Lagen, die sich im Winterhalbjahr in einer kräftigen, ins westliche Mittelmeer gerichteten Frontalzone bilden, dauern meist nur 1 bis 2 Tage, da die sie verursachenden Tiefs in der lebhaften Westströmung relativ rasch ostwärts ziehen.
In den Fällen jedoch, wo Mistral-Lagen durch Abtropfungsprozesse aus der atlantischen Frontalzone entstehen, kann die Dauer auch eine Woche betragen. Besonders ist das der Fall, wenn hochreichende und damit nahezu ortsfeste Tiefs über Italien oder der Adria liegen, und sich zusätzlich eine Genua-Zyklone bildet. Solche länger andauernden Mistral-Lagen können sowohl im Winter- als auch im Sommerhalbjahr auftreten.
Daher sollte im westlichen Mittelmeer immer auf einen von Norden erfolgenden Kaltfrontdurchgang und die Entstehung einer Genua-Zyklone geachtet werden. Wichtig ist auch, ob das Azorenhoch einen Keil bis zur Biskaya oder Spanien vorschiebt.

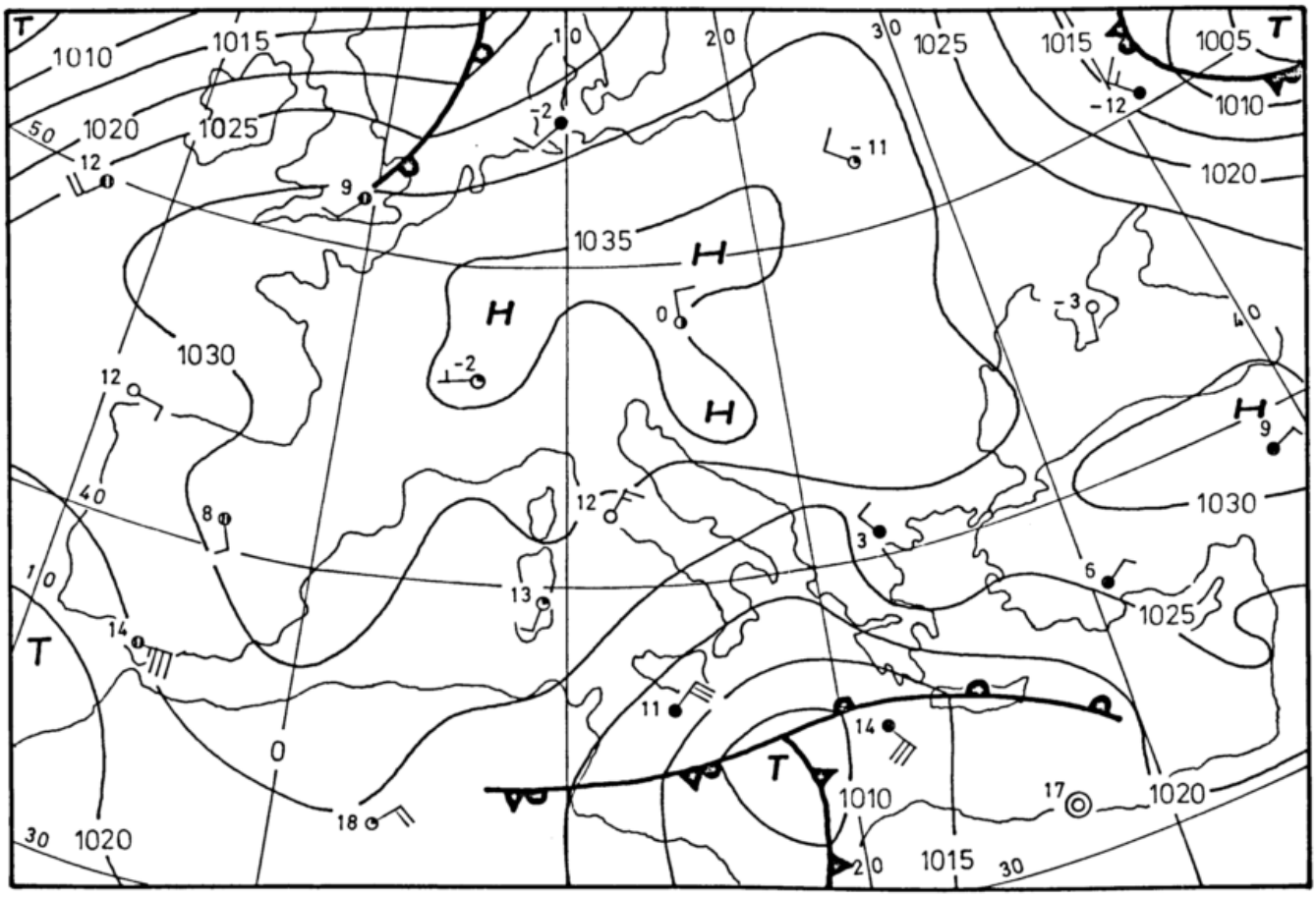
5.5 Seegang bei Mistral-Lagen

Der Golfe du Lion und das Seegebiet westlich von Korsika/Sardinien gehören im Winter mit zu den sturm- und orkanreichsten Gebieten der Erde. Besonders bei Mistral-Lagen entwickelt sich hier eine sehr hohe See. So sind bei Nordwest- bis Nordorkan schon kennzeichnende Wellenhöhen von 10 m und mehr beobachtet worden. Die größten gemeldeten kennzeichnenden Wellenhöhen liegen in beiden Seegebieten bei 12 m und können auch im Sommerhalbjahr 5 m erreichen.

6. Weitere regionale Winde im Mittelmeer

6.1 Tramontana, Gregale und Vardarac

Der Tramontana ist ein Nordwind über Italien, der auf der Rückseite zur Adria abgezogener Tiefdruckgebiete auftritt (siehe Wetterbeispiel vom 09.02.1984, 12 UTC, Abbildung 4).
Liegt die Zyklone südlich von Griechenland oder über der Großen Syrte, so weht über der südlichen Adria und dem lonischen Meer sowie Süditalien und Sizilien bis nach Malta ein Nordostwind, der als Gregale (griechischer Wind) bezeichnet wird (siehe Wetterbeispiel vom 23.02.1985, 12 UTC, Abbildung 22).



Liegt das Tief dicht südlich von Griechenland, so strömt aus nördlicher Richtung der Vardarac durch das Vardartal in die Bucht von Saloniki und führt in der Ägäis zu erheblichen Behinderungen der Schiffahrt (siehe Wetterbeispiel vom 04.03.1987, 12 UTC, Abbildung 3).

Alle drei erwähnten Winde sind kalt und kommen das ganze Jahr über vor. Im Winter sind Sie jedoch am häufigsten und kräftigsten und zum Teil mit heftigen Kaltluftausbrüchen verbunden.

6.2 Ponientes, Vendaval und Libeccio

Liegen ein Hoch über Nordafrika und Tiefdruckgebiete über der Biskaya, Nordspanien oder dem Golf von Genua, wehen über dem westlichen Mittelmeer Westwinde, die als Poniente bezeichnet werden.
Bei einer stürmischen Entwicklung, wie sie besonders im Spätherbst und Winter zu erwarten ist, heißt dieser Wind Vendaval. Er kann auch mit einem Maestral an der spanischen Ostküste in Verbindung stehen. Es ist ein typischer zur Tiefrückseite gehöriger Wind, der sehr böig ist (siehe Wetterbeispiel vom 10.02.1985, 12 UTC, Abbildung 23).

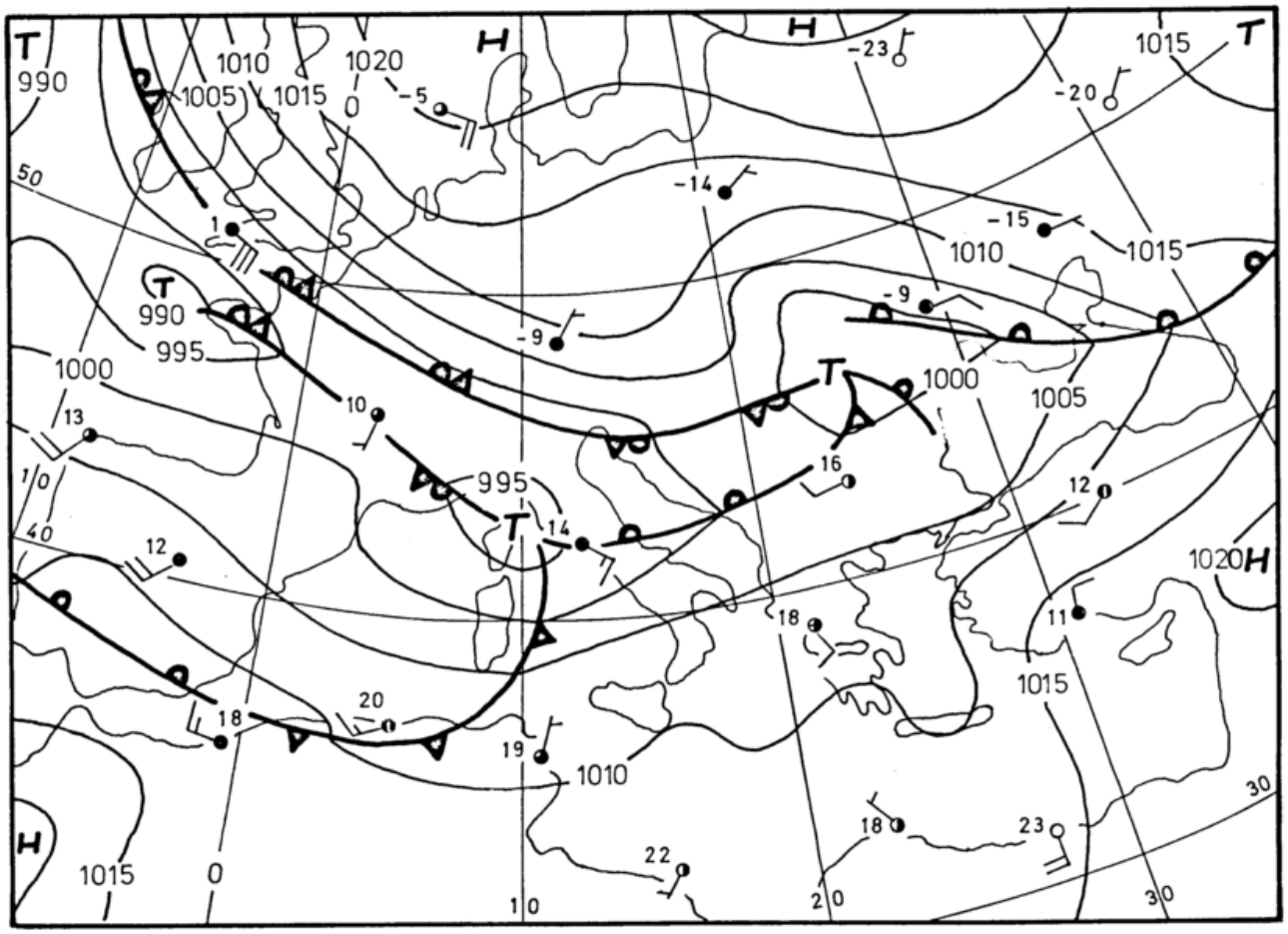


Abb. 23

10.02.1985, Wetterlage von 12 UTC:
Vendaval und Libeccio im westlichen Mittelmeer

Im italienischen Raum nennt man Südwest- oder Westwinde Libeccio. Sie stehen meist in Zusammenhang mit einem Mistral (siehe Abbildung 16). Besonders gefährlich ist der Libeccio in der Straße von Bonifacio, wo er durch Düsenwirkung erheblich verstärkt wird. Der Seegang im westlichen Mittelmeer ist bei einer solchen Lage sehr unruhig durch die Überlagerung der Windsee des Libeccio mit der dem Mistral vorauslaufenden Dünung.

6.3 Levanter

Bei tiefem Druck über Marokko und hohem Druck über der Biskaya bis nach Mitteleuropa weht in der Straße von Gibraltar ein Ostwind, der Levanter genannt wird (siehe Wetterbeispiel vom 10.01.1984, 12 UTC, Abbildung 24).

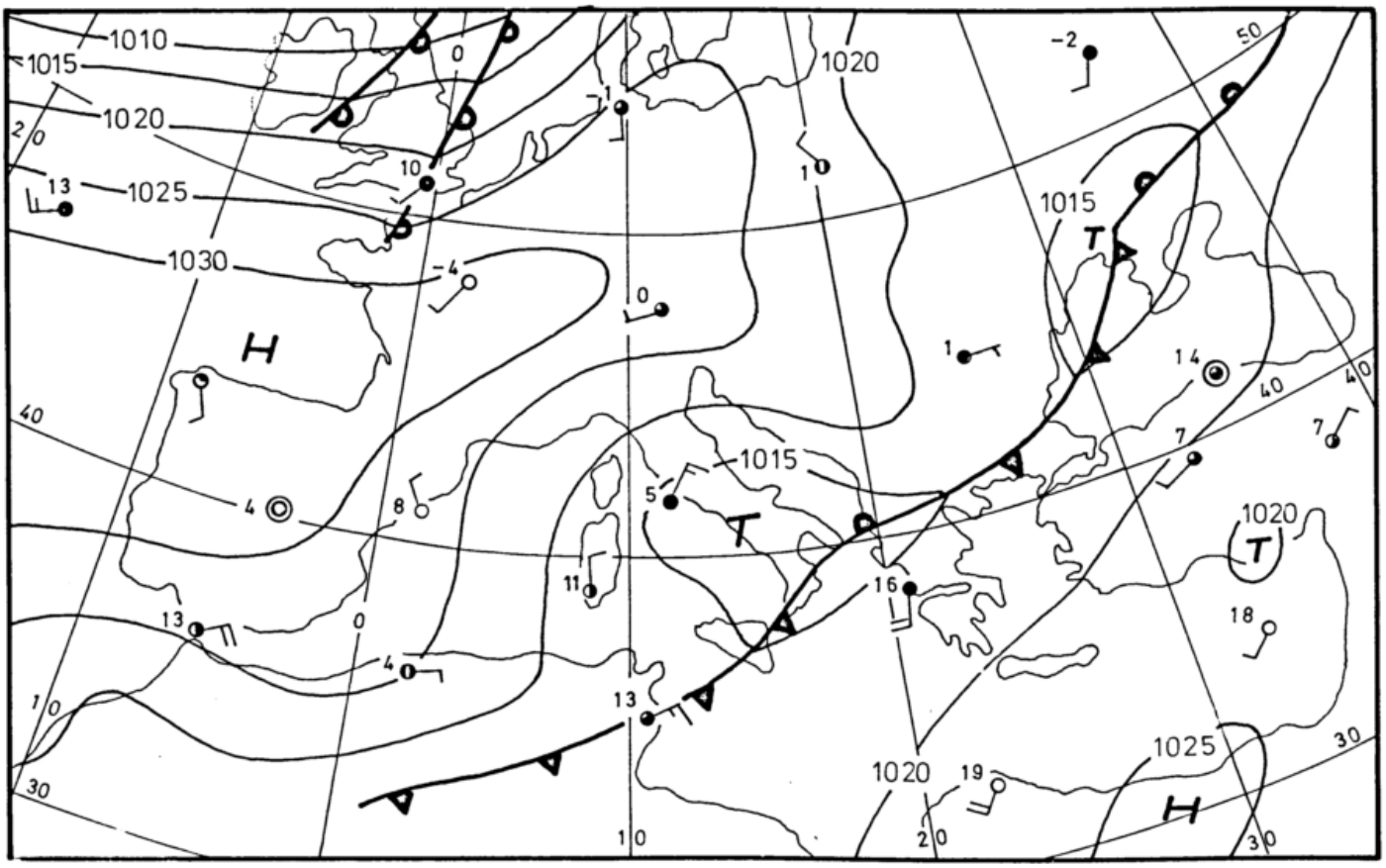


Abb. 24

10.01.1984, Wetterlage von 12 UTC:
Levanter in der Straße von Gibraltar

Durch Düseneffekte wird er in der Meerenge intensiviert. Im Sommer führt er im Raum Gibraltar-Alboran zu schlechten Sichtverhältnissen, oft sogar zu Nebel, da hier die warme Mittelmeerluft über dem kälteren Oberflächenwasser unter den Taupunkt abgekühlt wird.
Im Winter jedoch ist der Levanter kalt und bricht mit einer Kaltfront auf der Ostseite des Biskayahochs ein, die manchmal mit einem großflächigen Niederschlagsgebiet verbunden ist.

6.4 Levante und Llevantada

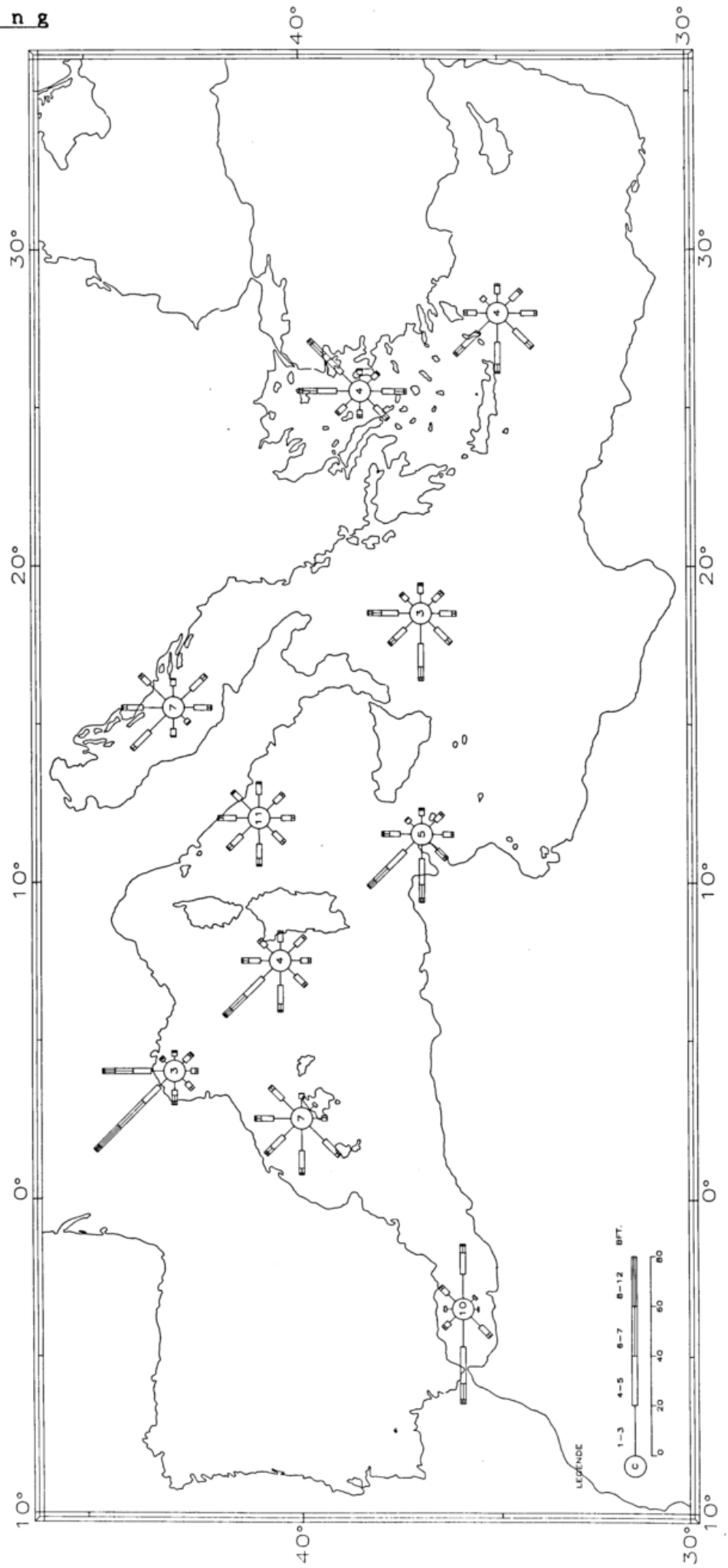
Wenn ein Hoch über Frankreich und ein Tief südlich der Balearen oder über Algerien und Marokko liegt, kommt im westlichen Mittelmeer eine Ost- bis Nordostströmung in Gang, die an der spanischen Ostküste den Namen Levante trägt (siehe Wetterbeispiel vom 09.03.1984, 12 UTC, Abbildung 14). Frischt der Wind stürmisch auf, so spricht man von einem Llevantada.

Insbesondere, wenn der tiefe Druck mit seinem Zentrum dicht südlich der Balearen liegt, ist die Windgeschwindigkeit im allgemeinen groß. Es kann dann auch in seltenen Fällen ein Zusammenhang mit dem Marin über dem Golfe du Lion bestehen, so daß durch Hebungsvorgänge afrikanische Warmluft an der spanischen Ostküste hohe Niederschlagsmengen zeitigt, wobei der Niederschlag in Gebirgsregionen durch Stau noch verstärkt wird. Das Tief zieht meist nordostwärts ab, so daß später auf seiner Rückseite ein Mistral entstehen kann.

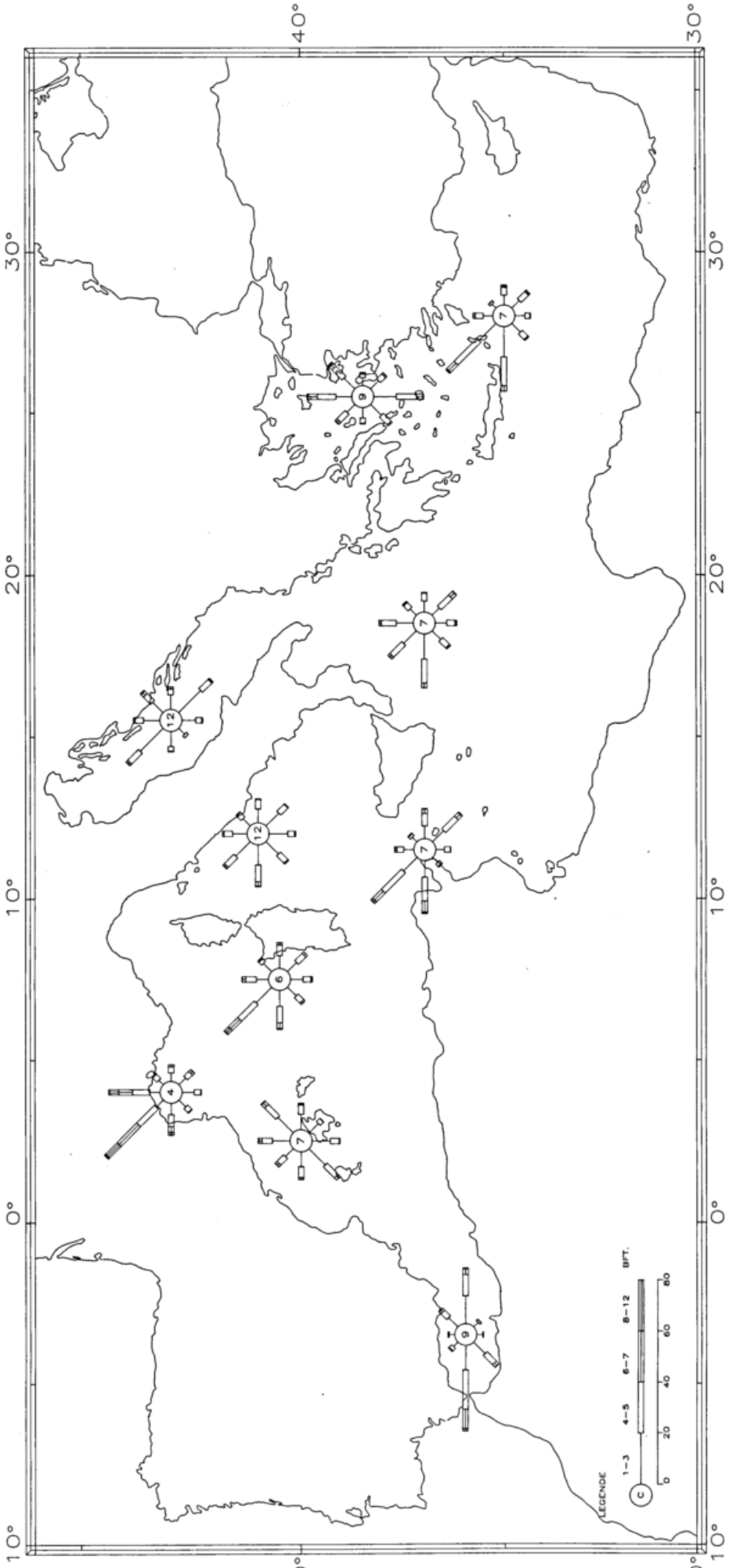
6.5 Contrastes

Es gibt Wetterlagen, bei denen auf kurze Entfernung, z.B. in der Straße von Gibraltar, Ponientes und Levanter gleichzeitig vorkommen. Ein solches Auftreten wird als Contrastes bezeichnet. Ursache ist ein langgestrecktes Tief zwischen Südspanien und Marokko mit einer nahezu breitenkreisparallelen Luftmassengrenze, die auf engstem Raum Südwest- bis Westwinde im Süden von Ost- bis Nordostwinden im Norden trennt. Die Konvergenzlinie ist so scharf ausgeprägt, daß der Wind bei ihrem Durchgang innerhalb von wenigen Minuten auf die andere Richtung umspringt, häufig verbunden mit schweren Schauern und Gewittern. Nicht selten trifft man auch auf Wasserhosen.

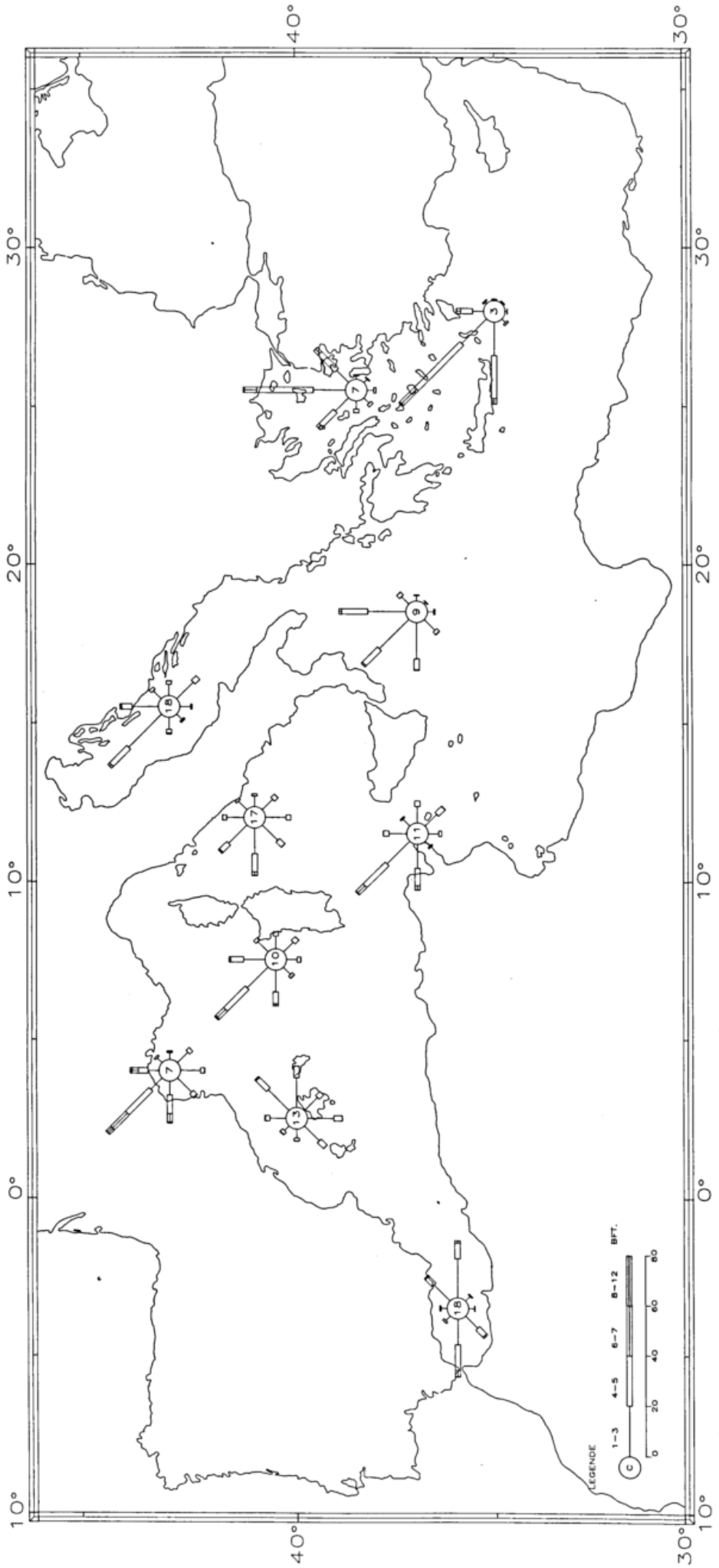
Anhang



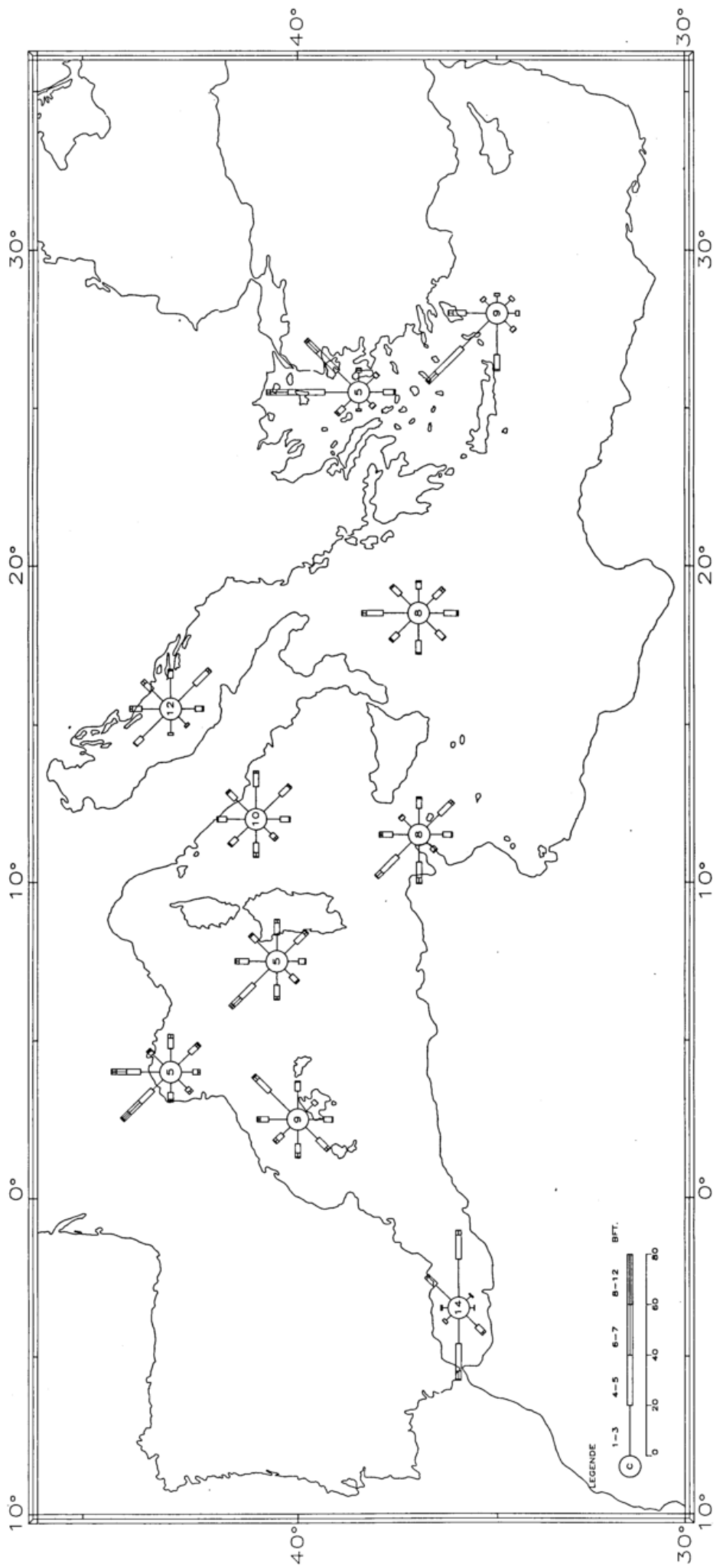
Windrosen im JANUAR in den Seegebieten



Windrosen im APRIL in den Seegebieten



Windrosen im JULI in den Seegebieten



Windrosen im OKTOBER in den Seegebieten

Literaturverzeichnis

Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt:
- Klimatologie des Mittelmeeres, bearbeitet von H. Markgraf und O. Höflich

Teil 1: Windkarten
(Einzelveröffentlichung Nr. 29) Hamburg 1961
Teil 2: Temperatur, Bewölkung, Niederschlag, Nebel
(Einzelveröffentlichung Nr. 78) Hamburg 1963
Teil 3: Graphische Darstellung ausgewählter Felder
(Einzelveröffentlichung Nr. 78) Hamburg 1971

Meteorological Office:
- Weather in the Mediterranean, Vol. 1, HMSO, Londen 1962

Band, G.:
- Bora und Mistral; ein Vergleich. Arch. f. Met. Geophys. Biokl. (B), 6, 1955

Bock, K.-H.:
- Mistral im Golfe du Lion und seine Auswirkung in Bastia/Korsika
  Wetterkarte des Deutschen Wetterdienstes,
  Amtsblatt des Seewetteramtes vom 6., 7., 8. und 9. Juli 1976
- Ein Sandsturm im östlichen Mittelmeer
- Der Wetterlotse, Nr. 363/364, Hamburg 1977

Carapiperis, L. N.:
- Über eine Klassifizierung der Etesien aufgrund der herrschenden isobarischen Zustände Met. Rundschau 1954, 1/2 Heft
- Some remarkable Cases of Etesian Winds in The Aegean Sea. Athens, 1969

Markjanic, B.:
- Die wechselseitige Beeinflussung von Seewind und Bora.
  Ber. Deutscher Wetterdienst 8, 1959

Metaxas, D.:
- A contribution to the study of the Etesien Winds. Athens, 1979

Yoshimo, M. M.:
- Die Bora in Jugoslawien. Annalen der Meteorologie, N. F. (5)

Prügel, H.:
- Der Wind ist oft anders ... Südkurs 5/80
- Die Mittelmeerwinde. Südkurs 6/80
- Genua - Zyklonen. Südkurs 7/80

Bundesamt für Seeschiffahrt und Hydrographie, Hamburg:
- Östliches Mittelmeer und Schwarzes Meer, Seehandbuch Nr. 2031, Januar 1986
- Westliches Mittelmeer, Seehandbuch Nr. 2027, September 1988
- Klima und Wetter im Mittelmeer
  Sonderdruck aus Mittelmeer - Handbuch, III. Teil, Hamburg, 1977

Druck und Verlag, **Deutscher Wetterdienst**, Seewetteramt

02. Juli 1990

SCHLÜSSELTAFEL

für die Eintragungen der Wetterbeobachtungen auf See

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach / M.

Elektronische Rechenanl. 21
90.796

Windstärke			
Windst. (Beaufort)	**Bezeichnung**	**Auswirkungen der Windstärke auf die See (bei ff in einer Höhe von 10 m über der Wasseroberfläche)**	**ff (Knoten)**
0	Stille	Spiegelglatte See	00
1	Leiser Zug	Kleine schuppenförmig aussehende Kräuselwellen ohne Schaumkämme	02 01–03
2	Leichte Brise	Kleine Wellen, noch kurz aber ausgeprägter. Die Kämme sehen glasig aus und brechen sich nicht.	05 04–06
3	Schwache Brise	Die Kämme beginnen sich zu brechen. Schaum überwiegend glasig, ganz vereinzelt können kleine weiße Schaumköpfe auftreten.	09 07–10
4	Mäßige Brise	Wellen sind noch klein, werden aber länger. Weiße Schaumköpfe treten schon ziemlich verbreitet auf.	13 11 - 16
5	Frische Brise	Mäßige Wellen, die eine ausgeprägtere lange Form annehmen. Überall weiße Schaumkämme. (Ganz vereinzelt kann schon Gischt vorkommen).	18 17 - 21
6	Starker Wind	Die Bildung großer Wellen beginnt; Kämme brechen und hinterlassen größere weiße Schaumflächen; etwas Gischt.	24 22–27
7	Steifer Wind	See türmt sich; der beim Brechen entstehende weiße Schaum beginnt sich in Streifen in die Windrichtung zu legen.	30 28–33
8	Stürmischer Wind	Mäßig hohe Wellenberge mit Kämmen von beträchtlicher Länge. Von den Kanten der Kämme beginnt Gischt abzuwehen. Der Schaum legt sich in gut ausgeprägten Streifen in die Windrichtung.	37 34–40
9	Sturm	Hohe Wellenberge; dichte Schaumstreifen in Windrichtung. „Rollen" der See beginnt. Der Gischt kann die Sicht schon beeinträchtigen.	44 41–47
10	Schwerer Sturm	Sehr hohe Wellenberge mit langen überbrechenden Kämmen. See weiß durch Schaum. Rollen der See schwer und stoßartig. Sicht durch Gischt beeinträchtigt.	52 48–55
11	Orkanartiger Sturm	Außergewöhnlich hohe Wellenberge. Die Kanten der Wellenkämme werden überall zu Gischt zerblasen. Die Sicht ist herabgesetzt.	60 56–63
12	Orkan	Luft mit Schaum und Gischt angefüllt. See vollständig weiß. Die Sicht ist sehr stark herabgesetzt; jede Fernsicht hört auf.	64 und mehr
Windrichtung wird in 10-Grad-stufen verschlüsselt		10^0 (5^0 – 14^0) = 01 20^0 (15^0 – 24^0) = 02 360^0 (355^0 – 4^0) = 36 **Windstille** = 00 **Schwacher, umlaufender Wind** (nur bis zu 5 kn) = 99	dd
Bei Windgeschwindigkeiten von 99 Knoten oder mehr (oder der unter i_W angegebenen Einheiten) wird **ff** mit 99 verschlüsselt und unmittelbar nach **Nddff** die Gruppe **00fff** eingefügt. Der Wind wird unter **fff** mit seinen vollen Knoten (oder der unter i_W angegebenen Einheiten) eingetragen. Beispiel: Wind aus 320 Grad, 112 Knoten, 8/8 Bedeckung = Nddff 00fff / 83299 00112			00fff

DWD Offenbach / Bibliothek
B23030263

[1990]
L-R (101)

00 – 49 Kein Niederschlag an der Station zum Beobachtungstermin

WETTER ZUR ZEIT DER BEOBACHTUNG

Wetter an der Station oder im Gesichtskreis				ww
An der Station während der letzten Stunde kein Niederschlag, kein Nebel (außer 11 u. 12) z. Z. der Beobachtung kein Niederschlag	**NICHT signifikantes Wetter**			
	Keine besonderen Erscheinungen außer Wolken	Bemerkenswerte Änderungen des Himmelsbildes in der letzten Stunde	Wolkenentwicklung nicht festgestellt oder nicht feststellbar	00
			Wolken in Auflösung oder Rückentwicklung	01
			Himmelsbild im ganzen unverändert	02
			Wolken in Bildung oder Weiterentwicklung	03
	SIGNIFIKANTES Wetter			
	Trockener (leichter) Dunst, Staub, Sand oder Rauch	Nicht wetterbedingte Sichtminderung, z. B. Rauch, Vulkanasche		04
		Trockener Dunst (Hitzedunst) (Luftfeuchte kleiner als 80 %)		05
		Trübung der Luft durch Staub, der an der Station oder in deren Nähe zum Beobachtungstermin nicht aufgewirbelt wurde (dichter trockener Dunst)		
		Sichtweite unter 1 km bzw. 1/2 sm		06
		Gischt an der Station		07
		Staub oder Sandsturm in der letzten Stunde an der Station oder zum Beobachtungstermin im Gesichtskreis		09
	Feuchter (stärkerer) Dunst oder flacher Bodennebel	Feuchter Dunst (= VV 94 – 96) (Luftfeuchte 80 % und mehr)		10
		Flacher Nebel oder Eisnebel bis 10 m hoch	einzelne Schwaden oder Bänke	11
			mehr oder weniger zusammenhängend	12
	Wetterleuchten, kein Donner hörbar			13
	Niederschlag im Gesichtskreis	der nicht den Boden erreicht (Fallstreifen)		14
		mehr als 3 sm entfernt } den Boden		15
		weniger als 3 sm entfernt } erreichend		16
	Gewitter, aber kein Niederschlag z. Z. der Beobachtung (hat Vorrang vor ww = 20 – 49)			17
	Im Gesichtskreis während der letzten Std. od. z. Z. der Beobachtung	Böen (markante Böen ohne Niederschlag)		18
		Großtromben (Wasser- oder Windhose)		19
An der Station während der letzten Stunde aber nicht z. Z. der Beobachtung Niederschlag, Nebel oder Gewitter	nicht schauerartig	Nieseln (nicht gefrierend) oder Schneegriesel	Während der letzten Stunde **aber nicht** zur Zeit der Beobachtung	20
		Regen (nicht gefrierend)		21
		Schnee		22
		Regen und Schnee oder Eiskörner		23
		Sprühregen oder Regen (gefrierend)		24
	Schauer	Regenschauer		25
		Schneeschauer oder Schneeregenschauer		26
		Hagel- oder Graupelschauer (auch mit Regen)		27
		Nebel oder Eisnebel		28
		Gewitter (mit oder ohne Niederschlag)		29
Staub- oder Sandsturm	leicht oder mäßig	hat in der letzten Stunde nachgelassen		30
		keine wesentliche Änderung		31
		hat in der letzten Stunde begonnen oder zugenommen		32
	stark	hat in der letzten Stunde nachgelassen		33
		keine wesentliche Änderung		34
		hat in der letzten Stunde begonnen oder zugenommen		35
Schnee-Schneefegen	leicht oder mäßig	im allgemeinen niedrig bleibend (unter 2 m Höhe)		36
	stark			37
Schneetreiben	leicht oder mäßig	im allgemeinen hochreichend (über 2 m Höhe)		38
	stark			39
Nebel oder Eisnebel zur Zeit der Beobachtung	Obergrenze des Nebels reicht über die Höhe des Beobachters	Nebel oder Eisnebel im Gesichtskreis z. Z. der Beobachtung, aber nicht an der Station während der letzten Stunde		40
		Schwaden von Nebel oder Eisnebel (Sicht muß innerhalb der Nebelbank geringer als 1 km sein)		41
	in der letzten Stunde dünner geworden	Himmel erkennbar		42
		Himmel nicht erkennbar		43
	keine wesentliche Änderung in der letzten Stunde	Himmel erkennbar		44
		Himmel nicht erkennbar		45
	hat in der letzten Stunde eingesetzt od. ist dichter geworden	Himmel erkennbar		46
		Himmel nicht erkennbar		47
	Nebel schlägt sich als Rauhfrost (Rauheis) nieder	Himmel erkennbar		48
		Himmel nicht erkennbar		49

50 – 99 Niederschlag an der Station z. Z. der Beobachtung

Wetter an der Station			ww	Wetter an der Station			ww
Sprühregen (Nieseln) zur Zeit der Beobachtung	Leicht. Sprühregen (nicht gefrierend)	mit Unterbrechung ohne Unterbrechung	50 51	Regen zur Zeit der Beobachtung	leichter Regen (nicht gefrierend)	mit Unterbrechung ohne Unterbrechung	60 61
	Mäß. Sprühregen (nicht gefrierend)	mit Unterbrechung ohne Unterbrechung	52 53		Mäßiger Regen (nicht gefrierend)	mit Unterbrechung ohne Unterbrechung	62 63
	Stark. Sprühregen (nicht gefrierend)	mit Unterbrechung ohne Unterbrechung	54 55		Starker Regen (nicht gefrierend)	mit Unterbrechung ohne Unterbrechung	64 65
	Sprühregen gefrierend	leicht mäßig oder stark	56 57		Regen – gefrierend	leicht mäßig oder stark	66 67
	Sprühregen mit Regen	leicht mäßig oder stark	58 59		Regen oder Sprühregen und Schnee	leicht mäßig oder stark	68 69

Wetter an der Station			ww
Niederschlag in fester Form, nicht schauerartig zur Zeit der Beobachtung	Leichter Schneefall	mit Unterbrechung ohne Unterbrechung	70 71
	Mäßiger Schneefall	mit Unterbrechung ohne Unterbrechung	72 73
	Starker Schneefall	mit Unterbrechung ohne Unterbrechung	74 75
	Eisprismen (mit oder ohne Nebel) Schneegriesel (mit oder ohne Nebel) Vereinzelte Schneesterne (mit oder ohne Nebel) Eiskörner		76 77 78 79
Schauer zur Zeit der Beobachtung (ohne Gewitter in der letzten Stunde)	Regenschauer	leicht mäßig oder stark sehr stark	80 81 82
	Schneeregenschauer	leicht mäßig oder stark	83 84
	Schneeschauer	leicht mäßig oder stark	85 86
	Graupelschauer (Frost- oder Reifgraupel) mit oder ohne Regen bzw. Schneeschauer	leicht mäßig oder stark	87 88
	Hagelschauer mit oder ohne Regen bzw. Schneeregen (ohne Donner)	leicht mäßig oder stark	89 90

Gewitter während der letzten Stunde oder zur Zeit der Beobachtung	Gewitter während der letzten Stunde, aber nicht zur Beobachtungszeit	Regen zur Zeit der Beobachtung	leicht mäßig oder stark	91 92
		Schnee- oder Schneeregen, Graupeln oder Hagel z. Z. der Beobachtung	leicht mäßig oder stark	93 94
	Gewitter zur Zeit der Beobachtung	Leichtes oder mäßiges Gewitter	mit Regen oder Schnee oder Schneeregen mit Hagel oder Graupeln	95 96
		starkes Gewitter mit Regen oder Schneeregen		97
		Gewitter mit Staub- oder Sandsturm		98
		Starkes Gewitter mit Hagel oder Graupeln		99

WOLKEN

Tiefe Wolken	C_L	Mittelhohe Wolken	C_M	Hohe Wolken	C_H
Keine Stratocumulus-, Stratus-, Cumulus- und Cumulonimbuswolken.	0	Keine Altocumulus, Altostratus- oder Nimbostratuswolken.	0	Keine Cirrus-, Cirrocumulus- und Cirrostratuswolken.	0
Cumulus humilis oder fractus Zerrissene Cumuluswolken (jedoch keine Schlechtwetterwolken) oder Cumuluswolken mit geringer Höhenentwicklung u. flachem Aussehen oder beiden Formen.	1	Altostratus translucidus Altostratus, dessen größter Teil halb durchsichtig ist. Durch diesen Teil sind Sonne oder Mond wie durch Milchglas schwach sichtbar.	1	Cirrus fibratus; Cirrus in Form von Fasern, Strähnen oder Haken, der sich nicht allmählich über den Himmel ausbreitet.	1
Cumulus congestus oder mediocris Cumulus mäßiger oder starker Höhenentwicklung, im allgemeinen mit halbkugel- oder turmartiger Quellungen, mit oder ohne Cumulus- oder Stratocumuluswolken im gleichen Niveau.	2	Altostratus opacus oder Nimbostratus Altostratus, der überwiegend so dicht ist, daß Sonne oder Mond nicht durchscheinen.	2	Cirrus spissatus Dichte Cirren in Bänken oder verfilzten Bündeln, die gewöhnlich nicht zunehmen und manchmal wie Reste der oberen Teile eines Cumulonimbus aussehen; oder Cirren mit turm- oder zinnenartigen Auswüchsen oder mit cumulusartigen Quellungen.	2
Cumulonimbus calvus Cumulonimbus, dessen Gipfel wenigstens teilweise unscharf begrenzt ist, ohne jedoch deutlich faserig (cirriform) zu sein oder Amboßform zu haben; Cumulus-, Stratocumulus- oder Stratuswolken können gleichzeitig vorhanden sein.	3	Altocumulus, translucidus, der überwiegend halbdurchsichtig ist. Die Wolke hat nirgends zinnenförmige oder cumulusartige Quellungen. Die Wolkenteile ändern sich nur langsam und liegen alle in einem einzigen Niveau.	3	Cirrus spissatus cumulonimbogenitus Dichte Cirren, oft in Amboßformen, entweder Reste der oberen Teile eines Cumulonimbus oder Cirren mit turmartigen Auswüchsen oder mit cumulusartigen Quellungen.	3
		Altocumulus lenticularis Altocumulusbänke (oft in der Form von Mandeln oder Fischen), die überwiegend halb durchsichtig sind. Die Wolkenteile ändern sich fortwährend und können in mehreren Niveaus auftreten.	4	Cirrus uncinus oder fibratus Haken- oder faserförmige Cirren oder beide; allmählich zunehmend und dichter werdend.	4
Stratocumulus cumulogenitus Stratocumuluswolken durch Ausbreitung von Cumuluswolken entstanden; Cumuluswolken können gleichzeitig vorhanden sein.	4	Altocumulus translucidus in Banden; Halbdurchsichtiger Altocumulus in Streifen oder Altocumulus in einer mehr oder weniger zusammenhängenden Schicht, die sich allmählich über den Himmel ausbreitet und gewöhnlich gleichzeitig im Gesamteindruck dichter wird. Diese Bewölkung kann undurchsichtig sein und aus mehreren Schichten bestehen.	5	Cirruswolken, die oft in Streifen nach 2 Punkten des Horizonts zusammenlaufen und Cirrostratus, oder Cirrostratus allein; in beiden Fällen allmählich zunehmend und dichter werdend. Der zusammenhängende Teil der Wolken ist jedoch noch unter 45° über dem Horizont.	5
Stratocumulus stratiformis Stratocumulus, der nicht durch Ausbreitung von Cumuluswolken entstanden ist.	5				
Stratus nebulosus oder fractus Stratus in einer mehr oder weniger zusammenhängenden Schicht oder in zerrissenen Streifen oder beides; aber kein Stratus fractus bei Schlechtwetter.	6	Altocumulus cumulogenitus Altocumulus, der durch Ausbreitung von Cumulus entstanden ist.	6	Wolken wie unter 5. Der zusammenhängende Teil der Wolken ist jedoch bereits über 45° über dem Horizont, bedeckt aber nicht den ganzen Himmel.	6
Schlechtwetter-Stratus fractus oder Schlechtwetter-Cumulus fractus (Fetzen) oder beides, gewöhnlich unter Altostratus oder Nimbostratus.	7	Altocumulus duplicatus oder opacus Eine der folgenden Wolkenarten: a) Mehrfach geschichteter Altocumulus, der gewöhnlich stellenweise undurchsichtig ist und sich nicht ausbreitet b) eine undurchsichtige Altocumulusschicht, die sich nicht ausbreitet; c) Altocumulus zusammen mit Altostratus oder Nimbostratus oder mit beiden.	7	Cirrostratus, der den ganzen Himmel bedeckt.	7
				Cirrostratus, der nicht zunimmt und auch nicht den ganzen Himmel bedeckt.	8
				Cirrocumulus allein, oder Cirrocumulus vorherrschend neben Cirrus oder Cirrostratus oder beiden Wolkenarten zusammen.	9
Cumulus und Stratocumulus, der nicht durch Ausbreitung von Cumuluswolken entstanden ist, in verschiedenen Niveaus.	8				
Cumulonimbus capillatus Cumulonimbus, der einen deutlich faserigen (cirriformen), oft amboßförmigen Oberteil hat; mit oder ohne Cumulus, Stratocumulos, Stratus oder Schlechtwetterfetzen.	9	Altocumulus castellanus oder floccus Altocumulus mit kleinen turm- oder zinnenartigen Auswüchsen oder Altocumulus mit cumulusartigen Quellungen.	8	Cirrus, Cirrocumulus oder Cirrostratus wegen Dunkelheit, Nebel, Staub- oder Sandsturm o.ä. Erscheinungen oder durch das Vorhandensein einer Decke niedrigerer Wolken nicht sichtbar.	/
Stratocumulus, Stratus, Cumulus und Cumulonimbus sind nicht sichtbar wegen Dunkelheit, Nebel, Staub oder Sandsturm oder a.ä. Erscheinungen.	/	Altocumulus bei chaotischem Himmel, im allgemeinen in verschieden Niveaus; gewöhnlich sind auch dichte Cirren vorhanden.	9		
		Altocumulus, Altostratus und Nimbostratus sind wegen Dunkelheit, Nebel, Staub- oder Sandsturm o.ä. Erscheinungen oder durch Vorhandensein einer Decke niedrigerer Wolken nicht sichtbar	/		

Es ist notwendig, die Höhe der Wolkenuntergrenze über Meereshöhe zu bestimmen.

Nach Übereinkommen wird der Teil der Atmosphäre, in dem die Wolken gewöhnlich auftreten, in drei Stockwerke eingeteilt, und zwar in ein unteres, mittleres und oberes. Jedes Stockwerk ist festgelegt durch den Höhenbereich, in dem Wolken bestimmter Gattungen am häufigsten vorkommen. Diese Gattungen sind:

a) Im oberen Stockwerk (hohe Wolken): Cirrus, Cirrocumulus und Cirrostratus.
b) Im mittleren Stockwerk (mittelhohe Wolken): Altocumulus, Altostratus und Nimbostratus.
Altostratus wird meist im mittleren Stockwerk beobachtet, reicht aber häufig höher hinauf. Nimbostratus wird fast durchweg hier beobachtet, erstreckt sich aber meist auch bis in die anderen Stockwerke.
c) Im unteren Stockwerk (tiefe Wolken): Stratocumulus, Stratus, Cumulus und Cumulonimbus.
Bei Cumulus und Cumulonimbus ist die vertikale Ausdehnung oft so groß, daß die Obergrenze in das mittlere und obere Stockwerk hineinreicht.

Die Grenzen der Stockwerke überschneiden sich und ändern sich auch mit der geographischen Breite. Ihre ungefähren Höhenlagen sind folgende:

Stockwerk	Polargebiete	Gemäßigte Zonen	Tropische Zonen
oberes (hohe Wolken)	3–8 km	5–13 km	6–18 km
mittleres (mittelhohe Wolken)	2–4 km	2– 7 km	2– 8 km
unteres (tiefe Wolken)	bis 2 km	bis 2 km	bis 2 km

Indikator einer bemannten Station, ob die Schlüsselgruppe $7_{ww}W_1W_2$ gemeldet wird	i_x
Die Schlüsselgruppe $7_{ww}W_1W_2$ wird gemeldet,	1
wird nicht gemeldet, da kein signifikantes Wetter	2
wird nicht gemeldet, weil ww und W_1W_2 nicht bestimmbar sind	3

Höhe der Untergrenze der tiefsten Wolke über dem Beobachter	h		h
0 - 50 m	0	600 - 1000 m	5
50 - 100 m	1	1000 - 1500 m	6
100 - 200 m	2	1500 - 2000 m	7
200 - 300 m	3	2000 - 2500 m	8
300 - 600 m	4	2500 m oder höher oder wolkenlos	9
		Wolkenuntergrenze nicht bekannt	/

Sicht	VV		VV
unter 50 m 0,03 sm	90	ab 1,1 sm	95
ab 50 m 0,03 sm	91	ab 2,2 sm	96
ab 200 m 0,1 sm	92	ab 5,4 sm	97
ab 500 m 0,3 sm	93	ab 11,0 sm	98
ab 1000 m 0,5 sm	94	ab 27,0 sm und mehr	99

Gesamtbedeckung des Himmels	N
Bedeckungsgrad aller C_L-Wolken oder, falls keine vorhanden, aller C_M-Wolken	**N_h**
wolkenlos	0
1/8 oder weniger, aber nicht wolkenlos	1
2/8	2
3/8	3
4/8	4
5/8	5
6/8	6
7/8 oder mehr, aber nicht bedeckt	7
8/8 bedeckt	8
Himmel verdeckt oder Bedeckungsgrad nicht angebbar	9
Bedeckungsgrad nicht beobachtet oder nicht wahrnehmbar aus Gründen, die nicht meteorologischer Art sind	/

Vorzeichen der Temperatur	s_n
Temperatur positiv oder Null	0
Temperatur negativ	1

Art der Luftdruckänderung während der letzten 3 Stunden vor der Beobachtung		a
Höher als vor 3 Std.	Erst steigend dann fallend; Luftdruck höher oder ebenso hoch wie vor 3 Std.	0
	Erst steigend, dann gleichbleibend oder erst schnell, dann langsam steigend.	1
	Regelmäßig oder unregelmäßig steigend.	2
	Erst fallend oder gleichbleibend, dann steigend oder erst langsam, dann schneller steigend.	3
	Gleichbleibend.	4
Niedriger als vor 3 Std.	Erst fallend, dann steigend; Luftdruck niedriger oder ebenso hoch wie vor 3 Stunden.	5
	Erst fallend, dann gleichbleibend oder erst schnell, dann langsam fallend.	6
	Regelmäßig oder unregelmäßig fallend.	7
	Erst gleichbleibend oder steigend, dann fallend oder erst langsam, dann schneller fallend.	8

Wetterverlauf	W_1W_2
NICHT signifikanter Wetterverlauf Kein Niederschlag gefallen	
Gesamtbedeckung während des ganzen Zeitraumes nicht größer als 4/8	0
Gesamtbedeckung zeitweise unter und zeitweise über 4/8	1
Gesamtbedeckung war ununterbrochen größer als 4/8	2
SIGNIFIKANTER Wetterverlauf	
Staub- oder Sandsturm	3
Nebel, Eisnebel oder dichter trockener Dunst bzw. Rauch mit Sicht unter 0,5 sm	4
Niederschlag gefallen, nicht von Schauercharakter	
Sprühregen (Nieseln)	5
Regen	6
Schnee, eventuell mit Regen gemischt	7
Niederschlag gefallen, Schauercharakter	
Schauer (ohne Gewitter)	8
Gewitter mit und ohne Niederschlag	9

Schiffskurs über die letzten 3 Stunden gemittelt	D_s	Schiffsgeschwindigkeit über die letzten 3 Stunden gemittelt	v_s
stationär	0	keine Fahrt	0
NE 23° – 67°	1	1 – 5 Knoten	1
E 68° – 112°	2	6 – 10 Knoten	2
SE 113° – 157°	3	11 – 15 Knoten	3
S 158° – 202°	4	16 – 20 Knoten	4
SW 203° – 247°	5	21 – 25 Knoten	5
W 248° – 292°	6	26 – 30 Knoten	6
NW 293° – 337°	7	31 – 35 Knoten	7
N 338° – 22°	8	36 – 40 Knoten	8
unbekannt	9	über 40 Knoten	9
keine Angaben der Verlagerungsrichtung	/	keine Angaben von v_s	/

Periode der Windsee in Sekunden	P_wP_w
Periode der (ersten) Dünung in Sekunden	$P_{w1}P_{w1}$
Periode der zweiten Dünung in Sekunden	$P_{w2}P_{w2}$
Keine Windsee	00
Keine Dünung	00
1 Sekunde	01
2 Sekunden	02
3 Sekunden	03
usw.	
13 Sekunden	13
Durcheinanderlaufende See, Periode nicht feststellbar	99
Periode nicht feststellbar wegen Dunkelheit, Nebel oder anderen Gründen	//
Höhe der Windsee in Halbmeterstufen	H_wH_w
Höhe der (ersten) Dünung in Halbmeterstufen	$H_{w1}H_{w1}$
Höhe der zweiten Dünung in Halbmeterstufen	$H_{w2}H_{w2}$
Weniger als 0,25 m oder glatte See	00
0,25 m bis weniger als 0,75 m	01
0,75 m bis weniger als 1,25 m	02
1,25 m bis weniger als 1,75 m	03
usw.	
Höhe aus irgendeinem Grund nicht beobachtet oder feststellbar	//

Richtung rechtweisend, aus der die (erste) Dünung kommt	$d_{w1}d_{w1}$
Richtung rechtweisend, aus der die zweite Dünung kommt	$d_{w2}d_{w2}$
5° – 14°	01
15° – 24°	02
25° – 34°	03
35° – 44°	04
45° – 54°	05
usw.	
155° – 164°	16
165° – 174°	17
175° – 184°	18
185° – 194°	19
usw.	
335° – 344°	34
345° – 354°	35
355° – 4°	36

Wird nur eine Dünung beobachtet, so werden für $d_{w2}d_{w2}$ zwei Schrägstriche gesetzt „//" und die Gruppe $5P_{w2}P_{w2}H_{w2}H_{w2}$ entfällt.

Schlüsselform

YYGGi$_w$ 99L$_a$L$_a$L$_a$ Q$_c$L$_o$L$_o$L$_o$L$_o$ i$_R$i$_x$hVV Nddff 00fff 1s$_n$TTT 2s$_n$T$_d$T$_d$T$_d$ 4PPPP

5appp 7wwW$_1$W$_2$ 8N$_h$C$_L$C$_M$C$_H$ 222D$_s$v$_s$ 0s$_n$T$_w$T$_w$T$_w$ 2P$_w$P$_w$H$_w$H$_w$ 3d$_{w1}$d$_{w1}$d$_{w2}$d$_{w2}$

4P$_{w1}$P$_{w1}$H$_{w1}$H$_{w1}$ 5P$_{w2}$P$_{w2}$H$_{w2}$H$_{w2}$ 6I$_s$E$_s$E$_s$R$_s$ ICEc$_i$S$_i$b$_i$D$_i$z$_i$ oder Klartext

YYGGi$_w$

YY = Monatstag
GG = Beobachtungstermin nach UTC 00 – 23 Uhr
i$_w$ = Art der Windbestimmung

Windgeschwindigkeit	geschätzt in m/sec.	= 0
	gemessen in m/sec.	= 1
	geschätzt in Knoten	= 3
	gemessen in Knoten	= 4

99L$_a$L$_a$L$_a$

99 = Kennzahlen
L$_a$L$_a$L$_a$ = Geographische Breite des Schiffsortes in Grad und Zehntelgrad

Q$_c$L$_o$L$_o$L$_o$L$_o$

Q$_c$ = Erdquadrant des Schiffsortes

Nordhalbkugel	Südhalbkugel
0–180° E = 1	0–180° E = 3
0–180° W = 7	0–180° W = 5

L$_o$L$_o$L$_o$L$_o$ = Geographische Länge des Schiffsortes in Grad und Zehntelgrad

i$_R$i$_x$hVV

i$_R$ = Indikator für Niederschlag, außer bei Feuerschiffen immer Schlüsselzahl 4
i$_x$ = Indikator für Art der Station und ob die Schlüsselgruppe 7wwW$_1$W$_2$ gemeldet wird
h = Höhe der Wolkenuntergrenze der tiefsten Wolke über dem Beobachter
VV = Sicht, verschlüsselt nach Tabelle

Nddff

N = Bedeckung mit Wolken, nach Tabelle
dd = Windrichtung rechtweisend, in Zehngradstufen
ff = Windgeschwindigkeit in Knoten

00fff WIRD NUR GEMELDET BEI WINDGESCHWINDIGKEITEN ≥ 99
00 = Kennzahl
fff = Windgeschwindigkeit in Knoten

1s$_n$TTT

1 = Kennzahl
s$_n$ = Vorzeichen der Temperatur
Temperatur positiv oder Null = 0
Temperatur negativ = 1
TTT = Lufttemperatur in Zehntelgrad Celsius

$2s_nT_dT_dT_d$

2 = Kennzahl
s_n = Vorzeichen der Temperatur
$T_dT_dT_d$ = Taupunktstemperatur in Zehntelgrad Celsius

$4PPPP$

4 = Kennzahl
PPPP = Luftdruck in Zehntelhektopascal unter Fortlassung der Tausenderziffer

5appp

5 = Kennzahl
a = Art der Luftdruckänderung
ppp = Betrag der Luftdruckänderung in Zehntelhektopascal

$7wwW_1W_2$

7 = Kennzahl
ww = Gegenwärtiges Wetter
W_1W_2 = Wetterverlauf (vergangenes Wetter)

$8N_hC_LC_MC_H$

8 = Kennzahl
N_h = Bedeckungsgrad aller C_L-Wolken, falls keine vorhanden aller C_M-Wolken, C_H-Wolken bleiben unberücksichtigt
C_L = Tiefe Wolken (Stratocumulus, Stratus, Cumulus, Cumulonimbus)
C_M = Mittelhohe Wolken (Altocumulus, Altostratus, Nimbostratus)
C_H = Hohe Wolken (Cirrus, Cirrocumulus, Cirrostratus)

$222D_sv_s$

222 = Kenngruppe
D_s = Gemittelter Kurs der letzten 3 Stunden
v_s = Gemittelte Geschwindigkeit der letzten 3 Stunden

$0s_nT_wT_wT_w$

0 = Kennzahl
s_n = Vorzeichen der Wassertemperatur
Temperatur positiv oder Null = 0
Temperatur negativ = 1
$T_wT_wT_w$ = Wassertemperatur in Zehntelgrad Celsius

$2P_wP_wH_wH_w$

2 = Kennzahl
P_wP_w = Periode der Windsee in Sekunden
H_wH_w = Höhe der Windsee in Halbmeterstufen

$3d_{w1}d_{w1}d_{w2}d_{w2}$

3 = Kennzahl
$d_{w1}d_{w1}$ = Richtung rechtweisend, aus der die (erste) Dünung kommt, nach 36-teiliger Tabelle
$d_{w2}d_{w2}$ = Richtung rechtweisend, aus der die zweite Dünung kommt, nach 36-teiliger Tabelle
wird nur eine Dünung beobachtet, wird für $d_{w2}d_{w2}$ „//" eingetragen

$4P_{w1}P_{w1}H_{w1}H_{w1}$

4 = Kennzahl
$P_{w1}P_{w1}$ = Periode in Sekunden der (ersten) Dünung
$H_{w1}H_{w1}$ = Höhe der (ersten) Dünung in 0,5 m-Stufen

$5P_{w2}P_{w2}H_{w2}H_{w2}$

5 = Kennzahl
$P_{w2}P_{w2}$ = Periode in Sekunden der zweiten Dünung
$H_{w2}H_{w2}$ = Höhe der zweiten Dünung in 0,5 m-Stufen
Die Gruppe entfällt, wenn nur eine Dünung vorhanden ist

$6I_sE_sE_sR_s$ oder Klartext

(siehe Beobachteranleitung)

6 = Kennzahl
I_s = Eisansatz an Schiffen und Anlagen auf See
E_sE_s = Stärke des Eisansatzes in Zentimetern
R_s = Zu- bzw. Abnahme des Eises

$ICEc_iS_ib_iD_iz_i$ oder Klartext

(siehe Beobachteranleitung)

ICE = Kennung der Gruppe
c_i = Konzentration oder Anordnung des Meereises
S_i = Entwicklungszustand des Eises
b_i = Im Meer vorkommendes Landeis
D_i = Richtung des hauptsächlichen Eisrandes
z_i = Gegenwärtige Eissituation und Entwicklung in den letzten drei Stunden

Wird Eisansatz in Klartext gemeldet, soll das Wort „ICING" der Meldung vorangestellt werden.
Wird Meer- oder Landeis in Klartext gemeldet, soll das Wort „ICE" der Meldung vorangestellt werden.

DEUTSCHER WETTERDIENST
Seewetteramt

Bernhard - Nocht - Straße 76
2000 Hamburg 36
Fernruf 040 / 3190 - 1
Hafendienst Durchwahl - 826/827

HINWEISE FÜR DIE WETTERBEOBACHTER

Sehr geehrte Damen und Herren!

Jede von Ihnen angestellte Wetterbeobachtung ist für den Deutschen Wetterdienst wertvoll.

Die über Funk abgesetzten Wetterbeobachtungen werden sofort für die aktuellen Arbeiten wie Ozeanwetterbericht, Wind-, Sturm- und Unwetterwarnungen verwendet.

Die uns später mit den meteorologischen Tagebüchern erreichenden Wetterbeobachtungen werden u. a. für die Aktualisierung der meteorologischen Teile der Seehandbücher und für Gutachten verwendet.

Wir bitten Sie, deshalb unter Berücksichtigung der Schiffssicherheit, die Wetterbeobachtungen in dicht befahrenen Seegebieten und in Küstennähe **unbedingt fortzuführen.**

Die Wetterdienstgeräte sind unverkäufliches Eigentum der Bundesrepublik Deutschland, Deutscher Wetterdienst.
Bei Schiffsverkäufen in Deutschland bitten wir Sie darauf zu achten, daß die Geräte von unserem Hafendienst von Bord geholt werden. Bei Schiffsverkäufen im Ausland bitten wir Sie, die Wetterdienst-Instrumente und -Unterlagen mit dem Reederei-Eigentum nach Deutschland zurückzusenden.

Wir danken Ihnen für Ihre Mitarbeit und wünschen Ihnen und dem Schiff allzeit gute Fahrt.

Mit freundlichen Grüßen

Ihr Seewetteramt

Druck Seewetteramt/M1/6.89

02. Juli 1990

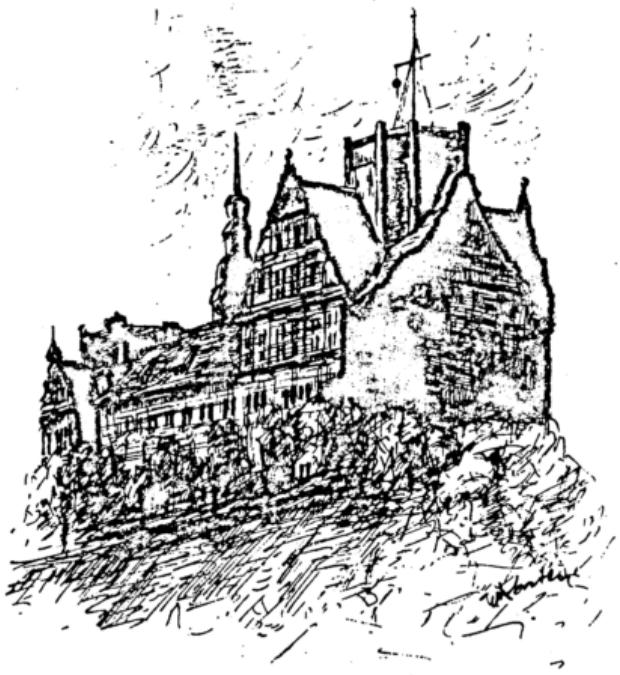
DEUTSCHER WETTERDIENST - SEEWETTERAMT

SEEGANGSBILDER

Zur Schätzung der Beaufort - Windstärken
nach dem Aussehen der See

STATE OF SEA

Photographs for Estimating Wind Speed



DEUTSCHER WETTERDIENST
SEEWETTERAMT HAMBURG

Hamburg 1989

LR (101)

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach / M.
96.798

Die Aufnahmen stellten zur Verfügung:

Windstärken 0 - 11:	Dr. Friedrich Krügler, Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt
Windstärke 12	Paul Schulz, seinerzeit 3. Offz. T. »Meacham«
Photos by:	Dr. Friedrich Krügler, Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt (Wind forces 0 to 11) Paul Schulz, former 3. Officer T. »Meacham« (Wind force 12)

VORBEMERKUNGEN

Auf See wird der Wind nach dem Aussehen der Meeresoberfläche geschätzt. Dieses Bild wird von den Merkmalen geprägt, die den Stärken 0 - 12 der Beaufort-Skala des am Ort wehenden Windes entsprechen. Zu diesen Merkmalen gehören die Windsee, Schaumköpfe, Gischt, Schaumstreifen. Dagegen muß Dünung unberücksichtigt bleiben, da sie nicht vom Wind vor Ort erzeugt wurde. Sie ist im Gegensatz zur Windsee an längeren Wellenzügen mit rundem Wellenprofil zu erkennen.

Um die Bestimmung der Windsee zu erleichtern, wurde vom Deutschen Wetterdienst, Seewetteramt, dieses Heft herausgegeben, in dem für jede Windstärke ein Seegangsbild wiedergegeben ist. Die Bilder wurden aus einer Höhe von 6 - 8 m über der Wasseroberfläche aufgenommen. Hierbei sollte man beachten, daß die Wellen bei höherem Beobachtungsstandort niedriger, bei tieferem höher erscheinen. Die Bilder zeigen das ungestörte Wellensystem der anrollenden See auf der Luvseite des Schiffes. Bei ihrer Auswahl wurde darauf geachtet, daß sie nur ein Wellensystem einer möglichst ausgereiften Windsee enthalten und die der jeweiligen Beaufort-Windstärke entsprechenden Merkmale in der Auswirkung auf die Meeresoberfläche eindeutig erkennen lassen. Nur bei den Seegangsbildern für Windstärken 0 - 2 ist zusätzlich noch Dünung zu sehen. Zur besseren perspektivischen Beurteilung der See ist in den meisten Fällen ein Teil des Schiffes mit ins Bild genommen worden.

Es sei angemerkt, daß die Seegangsbilder für größere Wassertiefen gelten, bei denen ein Einfluß des Meeresbodens auf die Wellenstruktur ausgeschlossen, ist sowie für Lufttemperaturen, die niedriger sind als die des Oberflächenwassers. Warmluft, die über kälteres Wasser weht, ruft schwächeren Seegang hervor als Kaltluft bei gleicher Windgeschwindigkeit über wärmerem Wasser. Die Bezeichnung »beginnt« bei den Windstärken 7,8 und 9 bezieht sich auf den zunehmenden Wind. Bei gleichbleibender Windstärke sind die betreffenden Merkmale zwar vorhanden, aber nicht markant ausgeprägt; bei abflauendem Wind sind sie noch vorhanden.

Am Ende des Heftes werden noch eine Dünungsaufnahme und das Bild einer Kreuzsee gebracht, die den Unterschied zwischen reiner Windsee und diesen beiden häufigen Wellenformen zeigen.

Die Schätzung der Windstärke nach dem Seegangsbild verliert auch bei Windmessungen an Bord nicht an Bedeutung. Windmessungen auf Schiffen werden in unterschiedlichen Höhen gewonnen und sind außerdem durch Störeinflüsse der Schiffskörper mehr oder weniger verfälscht. Dagegen zeigt das Seegangsbild die Auswirkungen des ungestörten, gemittelten Windfeldes und sollte daher von geübten Beobachtern weiterhin als Grundlage zur Ermittlung der herrschenden Windverhältnisse verwendet werden.

REMARKS

The photographs in this booklet illustrate the appearence of the sea corresponding to the Beaufort wind scale, and are intended to aid observers in estimating the strength of the wind in knots (ff) when making their routine weather reports. Fetch, depth of water, swell, heavy rain, tide and the lag effect between the wind getting up and the sea increasing, may also affect the appearance of the sea.

The range of wind speed and the mean wind speed are quoted for each force; the description of the sea according to the »Sea Criterion« laid down by the World Meteorological Organization is also given. The term »begins« with the wind forces 7,8 and 9 refers to increasing wind forces. With constant wind speed these criterions are also given but not well marked; with decreasing wind forces they are still recognizable.



Windstärke 0 - Force 0 **Stille - Calm**

Spiegelglatte See. Z u r B e a c h t u n g: Das Bild zeigt noch Reste sehr niedriger Dünung. Im Vordergrund sind außerdem noch Reste von Kräuselwellen eines leisen Zuges (1-2 Bft), der vorher geherrscht hatte, zu erkennen.

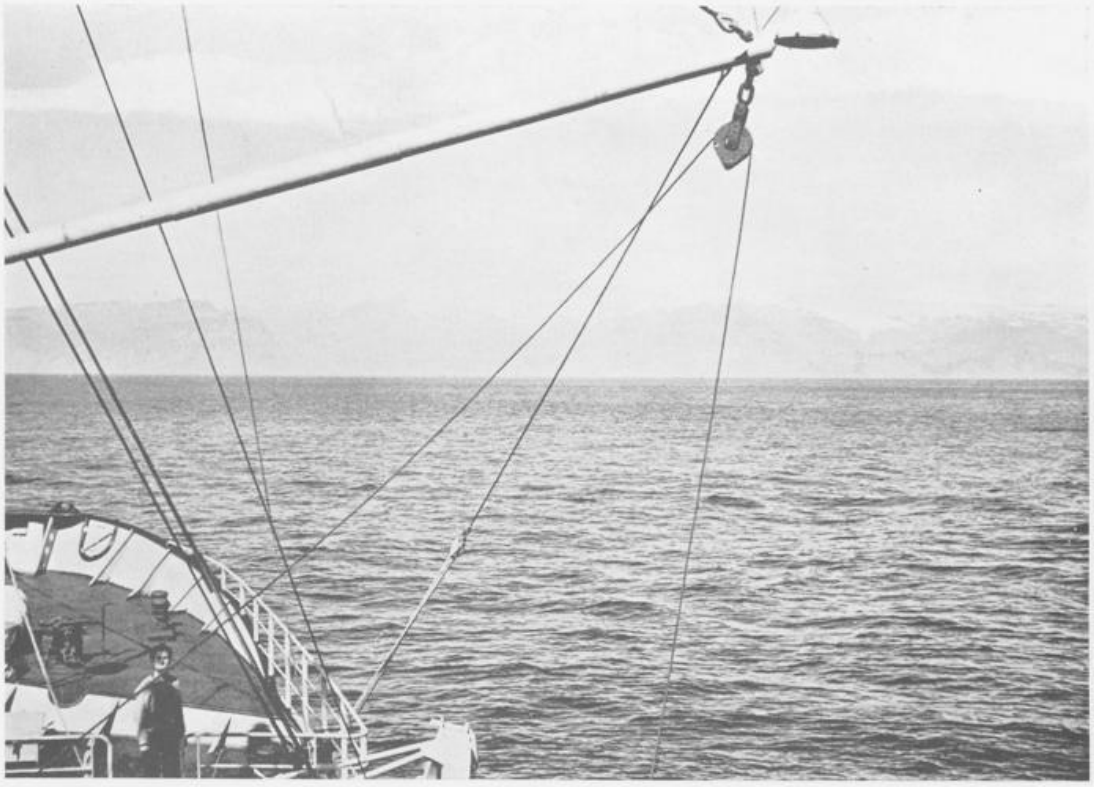
Sea like a mirror. R e m a r k: A «mini swell» is to be seen in the foreground from a previous weak wind (1-2 Bft).



Windstärke 1 - Force 1 (01- 03 Kts) **Leiser Zug - Light air**

Kleine schuppenförmig aussehende Kräuselwellen ohne Schaumkämme. Z u r B e a c h t u n g: Außer den Kräuselwellen im Vordergrund zeigt das Bild noch Reste niedriger Dünungen aus verschiedenen Richtungen.

Ripples with the appearance of scales are formed, but without foam crests. R e m a r k: Besides of the ripples in the foreground, the remainders of old swells from various directions are shown.



Windstärke 2 - Force 2 (04-06 Kts) **Leichte Brise - Light breeze**

Kleine, noch kurze, aber ausgeprägte Wellen. Die Kämme sehen glasig aus und brechen nicht. Z u r B e a c h t u n g: Das Bild zeigt außer der Windsee stellenweise noch Reste niedriger Dünung.

Small wavelets, still short but more pronounced; crests have a glassy appearance and do not break. R e m a r k: Besides of the windsea, the remainders of a low swell are shown.



Windstärke 3 - Force 3 (07-10 Kts) **Schwache Brise - Gentle breeze**

Die Kämme beginnen zu brechen. Schaum überwiegend glasig, ganz vereinzelt können weiße Schaumköpfe auftreten.

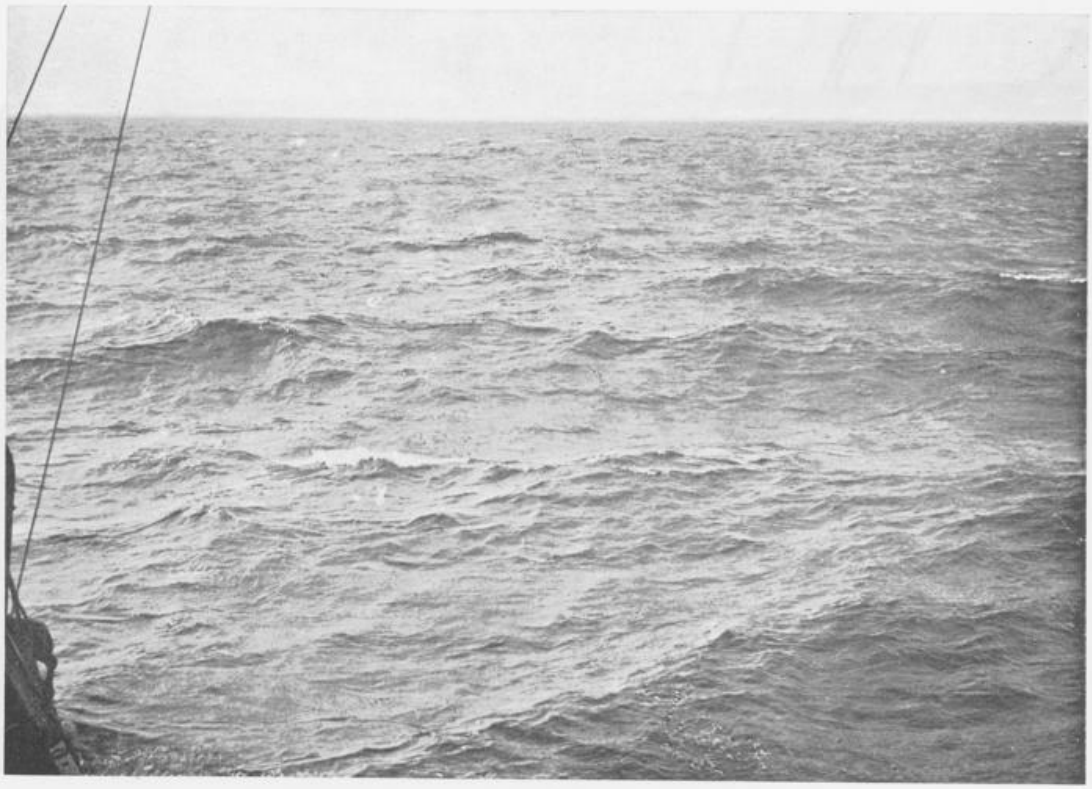
Large wavelets; crests begin to break; foam of glassy appearance; perhaps scattered white horses.



Windstärke 4 - Force 4 (11-16 Kts) **Mäßige Brise - Moderate breeze**

Wellen sind noch klein, werden aber länger. Weiße Schaumköpfe treten ziemlich verbreitet auf.

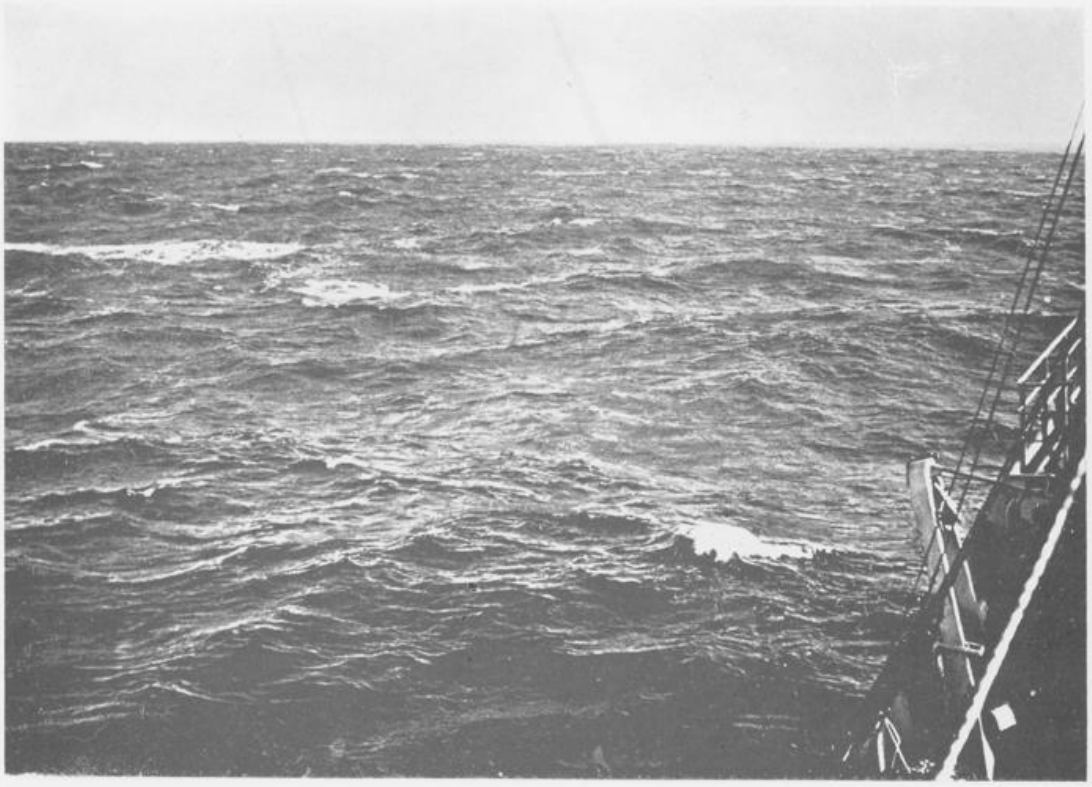
Small waves, becoming longer; fairly frequent white horses.



Windstärke 5 - Force 5 (17-21 Kts) **Frische Brise - Fresh breeze**

Mäßige Wellen, die eine ausgeprägtere Form annehmen. Überall weiße Schaumkämme. (Ganz vereinzelt kann schon Gischt vorkommen).

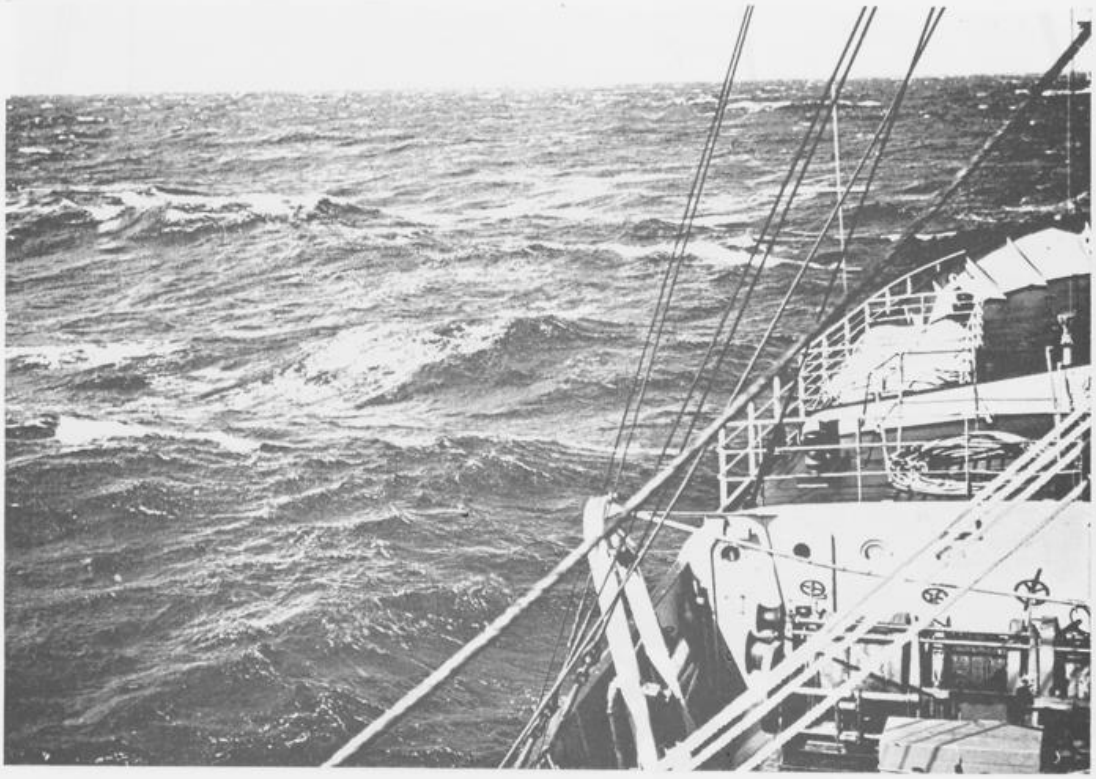
Moderate waves, taking a more pronounced long form; many white horses are formed (chance of some spray).



Windstärke 6 - Force 6 (22-27 Kts) **Starker Wind - Strong breeze**

Die Bildung großer Wellen beginnt; Kämme brechen und hinterlassen größere weiße Schaumflächen; etwas Gischt.

Large waves beginn to form; the white foam crests are more extensive everywhere (probably some spray).



Windstärke 7 - Force 7 (28-33 Kts) **Steifer Wind - Near gale**

See türmt sich; der beim Brechen entstehende weiße Schaum beginnt sich in Streifen in die Windrichtung zu legen.

Sea heaps up and white foam from breaking waves begins to be blown in streaks along the direction of the wind.



Windstärke 8 - Force 8 (34-40 Kts) **Stürmischer Wind - Gale**

Mäßig hohe Wellenberge mit Kämmen von beträchtlicher Länge. Von den Kanten der Kämme beginnt Gischt abzuwehen. Der Schaum legt sich in gut ausgeprägten Streifen in die Windrichtung.

Moderately high waves of greater length; edges of crests begin to break into the spindrift; the foam is blown in wellmarked streaks along the direction of the wind.



Windstärke 9 - Force 9 (41-47 Kts) **Sturm - Strong gale**

Hohe Wellenberge, dichte Schaumstreifen in Windrichtung. «Rollen» der See beginnt. Der Gischt kann die Sicht schon beeinträchtigen.

High waves; dense streaks of foam along the direction of the wind; crests of waves begin to topple, tumble and roll over; spray may affect visibility.



Windstärke 10 - **Force 10** (48-55 Kts) **Schwerer Sturm** - **Storm**

Sehr hohe Wellenberge mit langen überbrechenden Kämmen. See weiß durch Schaum. Rollen der See schwer und stoßartig. Sicht durch Gischt beeinträchtigt.

Very high waves with long overhanging crests; the resulting foam, in great patches, is blown in dense white streaks along the direction of the wind; on the whole, the surface of the sea takes a white appearance; the tumbling of the sea becomes heavy and shock-like; visibility affected.



Windstärke 11 - **Force 11** (56-63 Kts) **Orkanartiger Sturm** - **Violent storm**

Außergewöhnlich hohe Wellenberge. Die Kanten der Wellenkämme werden überall zu Gischt zerblasen. Die Sicht ist herabgesetzt.

Exceptionally high waves; sea is completely covered with long white patches of foam spreading along the direction of the wind; everywhere the edges of the wave crests are blown are blown into froth; visibility affected by spray.



Windstärke 12 - Force 12 (64 Kts und mehr, 64 kts and more) **Orkan - Hurricane**

Luft mit Schaum und Gischt angefüllt. See vollständig weiß. Die Sicht ist stark herabgesetzt. Jede Fernsicht hört auf.

The air is filled with foam and spray; sea copletely white with driving spray; visibility very seriously affected.



Dünung - Swell

Lange mittelhohe Dünung, Höhe 3-4 m, Windstärke 3-4 Beaufort. Beachte etwas links der Bildmitte Masten und Schornstein eines Fischdampfers, dessen Rumpf hinter der Dünungswelle verschwindet.

Long swell of medium height (3-4 m); wind force 3-4 Bft; fishery vessels nearly disappears behind a swell wave.



Kreuzsee - Cross sea

Windsee bei Windstärke 8-9 Bft, ferner quer dazu (im Bild von rechts nach links) laufende lange, mittelhohe Dünung. Beachte höhere Kreuzsee rechts im Bild.

Wind sea with 8-9 Bft and an additional long swell of medium height, running from the right to the left side. Notice the higher cross sea in the right part of the photo.

Geschwindigkeit und Auswirkung des Bodenwindes

Windstärke nach Beaufort	Bezeichnung	Geschwindigkeitsbereiche und Äquivalentwerte						Auswirkungen auf See
		kt		m/s		km/h		
0	still	< 1	0,0	0 - 0,2	0,0	< 1	0	spiegelglatte See
1	leiser Zug	1 - 3	1,7	0,3 - 1,5	0,9	1 - 5	3	kleine schuppenförmig aussehende Kräuselwellen ohne Schaumkämme
2	leichte Brise	4 - 6	4,7	1,6 - 3,3	2,4	6 - 11	9	ganz kleine Wellen, noch kurz, aber ausgeprägter; Kämme sehen glasig aus und brechen sich nicht
3	schwache Brise	7 - 10	8,4	3,4 - 5,4	4,3	12 - 19	15	kleine Wellen; Kämme beginnen sich zu brechen; Schaum überwiegend glasig; ganz vereinzelt können kleine weiße Schaumköpfe auftreten
4	mäßige Brise	11 - 16	13,0	5,5 - 7,9	6,7	20 - 28	24	Wellen noch klein; werden aber länger; weiße Schaumköpfe treten schon ziemlich verbreitet auf
5	frische Brise	17 - 21	18,3	8,0 - 10,7	9,4	29 - 38	34	mäßige Wellen, die eine ausgeprägte lange Form annehmen; überall weiße Schaumkämme; ganz vereinzelt kann schon Gischt vorkommen
6	starker Wind	22 - 27	23,9	10,8 - 13,8	12,3	39 - 49	44	Bildung großer Wellen beginnt; Kämme brechen sich und hinterlassen größere weiße Schaumflächen; etwas Gischt
7	steifer Wind	28 - 33	30,2	13,9 - 17,1	15,5	50 - 61	56	See türmt sich; der beim Brechen entstehende weiße Schaum beginnt sich in Streifen in die Windrichtung zu legen
8	stürmischer Wind	34 - 40	36,8	17,2 - 20,7	18,9	62 - 74	68	mäßig hohe Wellenberge mit Kämmen von beträchtlicher Länge; von den Kanten der Kämme beginnt Gischt abzuwehen; Schaum legt sich in gut ausgeprägten Streifen in die Windrichtung
9	Sturm	41 - 47	44,0	20,8 - 24,4	22,6	75 - 88	81	hohe Wellenberge, dichte Schaumstreifen in Windrichtung, «Rollen» der See beginnt; Gischt kann die Sicht schon beeinträchtigen
10	schwerer Sturm	48 - 55	51,4	24,5 - 28,4	26,4	89 - 102	95	sehr hohe Wellenberge mit langen überbrechenden Kämmen; Schaum legt sich in dichten weißen Streifen in die Windrichtung; See weiß durch Schaum; schweres stoßartiges «Rollen» der See; Sichtbehinderung durch Gischt
11	orkanartiger Sturm	56 - 63	59,4	28,5 - 32,6	30,6	103 - 117	110	außergewöhnlich hohe Wellenberge (kleine und mittlere Schiffe können für einige Zeit hinter den Wellen verschwinden); die See ist völlig mit langen weißen Schaumflecken bedeckt; die sich in die Windrichtung legen; überall werden die Kanten der Wellenkämme zu Schaum zerblasen; Sicht ist herabgesetzt
12	Orkan	64 und mehr	67,7	32,7 und mehr	34,8	118 und mehr	125	Luft ist mit Schaum und Gischt angefüllt; See vollständig weiß; Sicht sehr stark herabgesetzt

Beaufort Scale of Wind

Beaufort number	descriptive term	velocity ranges and equivalent values						specifications at sea
		kts		m/s		km/h		
0	Calm	< 1	0,0	0 - 0,2	0,0	< 1	0	Sea like a mirror
1	Light air	1 - 3	1,7	0,3 - 1,5	0,9	1 - 5	3	Ripples with the appearance of scales are formed, but without foam crests
2	Light breeze	4 - 6	4,7	1,6 - 3,3	2,4	6 - 11	9	Small wavelets, still short but more pronounced; crests have a glassy appearance and do not break
3	Gentle breeze	7 - 10	8,4	3,4 - 5,4	4,3	12 - 19	15	Large wavelets; crests begin to break; foam of glassy appearance; perhaps scattered white horses
4	Moderate breeze	11 - 16	13,0	5,5 - 7,9	6,7	20 - 28	24	Small waves, becoming longer; fairly frequent white horses
5	Fresh breeze	17 - 21	18,3	8,0 - 10,7	9,4	29 - 38	34	Moderate waves, taking a more pronounced long form; many white horses are formed (chance of some spray)
6	Strong breeze	22 - 27	23,9	10,8 - 13,8	12,3	39 - 49	44	Large waves begin to form; the white foam crests are more extensive everywhere (probably some spray)
7	Near gale	28 - 33	30,2	13,9 - 17,1	15,5	50 - 61	56	Sea heaps up and white foam from breaking waves begins to be blown in streaks along the direction of the wind
8	Gale	34 - 40	36,8	17,2 - 20,7	18,9	62 - 74	68	Moderately high waves of greater length; edges of crests begin to break into the spindrift; the foam is blown in wellmarked streaks along the direction of the wind
9	Strong gale	41 - 47	44,0	20,8 - 24,4	22,6	75 - 88	81	High waves; dense streaks of foam along the direction of the wind; crests of waves begin to topple, tumble and roll over; spray may affect visibility
10	Storm	48 - 55	51,4	24,5 - 28,4	26,4	89 - 102	95	Very high waves with long overhanging crests; the resulting foam, in great patches, is blown in dense white streaks along the direction of the wind; on the whole, the surface of the sea takes a white appearance; the tumbling of the sea becomes heavy and shock-like; visibility affected
11	Violent storm	56 - 63	59,4	28,5 - 32,6	30,6	103 - 117	110	Exceptionally high waves (small and medium-sized ships might be for a time lost to view behind the waves); the sea is completely covered with long white patches of foam lying along the direction of the wind; everywhere the edges of the wave crests are blown into froth; visibility affected
12	Hurricane	64 and over	67,7	32,7 and over	34,8	118 and over	125	The air is filled with foam and spray; sea completely white with driving spray; visibility very seriously affected

02. Juli 1990

Bibliothek des Deutscher Wetterdienstes Offenbach/M.

90.797

Schlüsselformen

FM 12 - VII SYNOP Bodenwettermeldung einer Landstation
FM 13 - VII SHIP Bodenwettermeldung einer Seestation

Abschnitt 0 $M_iM_iM_jM_j$ D...D / $A_1b_wn_bn_bn_b$ $YYGGi_w$ $IIiii$ / $99L_aL_aL_a$ $Q_cL_oL_oL_oL_o$ (FM 12) (FM 13)

Abschnitt 1 (globale Schlüsselgruppen) i_Rx_ihVV Nddff $1s_nTTT$ $2s_nT_dT_dT_d$ oder 29UUU $(3P_oP_oP_oP_o)$ 4PPPP oder $4a_3hhh$ 5appp $6RRRt_R$ $7wwW_1W_2$ $8N_hC_LC_MC_H$ 9hh//

Abschnitt 2 (maritime globale Schlüsselgruppen) $222D_vs_s$ $0s_nT_wT_wT_w$ $(1P_{wa}P_{wa}H_{wa}H_{wa})$ $2P_wP_wH_wH_w$ $(3d_{w1}d_{w1}d_{w2}d_{w2}$ $4P_{w1}P_{w1}H_{w1}H_{w1}$ $5P_{w2}P_{w2}H_{w2}H_{w2})$ $6I_ss_sE_sE_sR_s$ oder ICING + Klartext $c_iS_ib_iD_iz_i$ ICE + oder Klartext

Abschnitt 3 (regionale Schlüsselgruppen) 333 (0 . . .) $1s_nT_xT_xT_x$ $2s_nT_nT_nT_n$ $(3Ejjj)$ = $3Es_nT_gT_g$ $4E'sss$ $(5i_1i_2i_3i_4)$ $(6RRRt_R)$ $7s's's't_R$ $8N_sCh_sh_s$ $9S_pS_ps_ps_p$ (80000) (0. . .) (1. . .)

Abschnitt 4 (nationale Schlüsselgruppen) 444 $N'C'H'H'C_t$

Abschnitt 5 (nationale Schlüsselgruppen) 555 $0T_bT_bS_hS_h$ $1R_1R_1R_1s_R$ $2s_nT_mT_mT_m$ $(3P_oP_oP_oP_o)$ 4SSSS $7RRRz_R$ PIC IN_p .. ...

Symboltafel

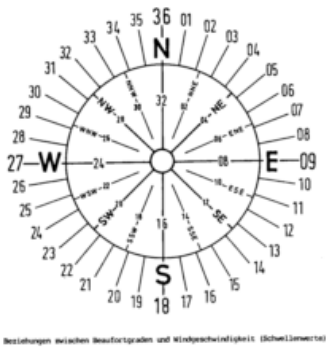
ww	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
00	○	○	⊙	○	⌒	∞	S	$/ℓ	ξ	(S)
10	=	=*|	=*|	<	◡	)•(	(•)	℞	∀	][
20	,]	•]	*]	*]	~]	⁂]	⁂]	⁂]	≡]	℞]
30	S|	S	S|	S|	S	S|	+	+	+	+
40	(≡)	≡	≡|	≡|	≡	≡	≡	≡|	≡	≡
50	,	,,	;	;,	;	;,	~	~	;	;
60	•	••	:	∴	:	⁘	~	~	*	*
70	*	**	*	**	*	**	⟷	⟷	⟷	△
80	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽	▽
90	▽	℞•	℞:	℞%	℞%	⁄*	℞	℞	⁄*	℞	⁄

*) Abweichung von WMO-Symbolen 11: ≡≡ und 12: ≡≡

	N	C_L	C_M	C_H	C	WW 1 2	a	E	E'
0	○				→		⁄	□	≋
1	◑	⌓	∠	⌐	⁄		⁄	⊡	⌊*
2	◔	⌓	∠	⌐	∠		/	⁘	⌊*
3	◔	⌓	∪	⌐	∪	S/+	✓	⁘	*
4	◑	⌒	⁄	⁄	∠	≡	—	⊟	⁄
5	⊕	~	⁄	⌐	◿	,	↘	⊡	⌊*
6	◕	—	⋏	⁄	⊸	•	↘	S	⌊*
7	◐	---	⁄	⌐	--	*	↘	S	*
8	●	⋈	⊓	⌐	⌒	▽	↖	$	⁄
9	⊗	⌓	⁄	⁄	⌒	℞		D	⁄

/ ⊕*) *) Abweichung von WMO-Symbol ⊖ ⊕ gilt auch für METAR-Einfragung

WINDTAFEL



Beziehungen zwischen Beaufortgraden und Windgeschwindigkeit (Schwellenwerte)

Spalte 1	2	3	4	5	6
Mittlere Schlüsselzahl ff	Beaufortgrad F	m/s	Windgeschwindigkeit km/h	Knoten	Knoten
00	0	0 - 0,2	unter 1	unter 1	unter 1
02	1	0,3 - 1,5	1 - 5	1 - 3	1 - 3
05	2	1,6 - 3,3	6 - 11	4 - 6	4 - 6
09	3	3,4 - 5,4	12 - 19	7 - 10	7 - 10
13	4	5,5 - 7,9	20 - 28	11 - 16	11 - 15*
18	5	8,0 - 10,7	29 - 38	17 - 21	16* - 20*
24	6	10,8 - 13,8	39 - 49	22 - 27	21* - 26*
30	7	13,9 - 17,1	50 - 61	28 - 33	27* - 33
37	8	17,2 - 20,7	62 - 74	34 - 40	34 - 40
44	9	20,8 - 24,4	75 - 88	41 - 47	41 - 47
52	10	24,5 - 28,4	89 - 102	48 - 55	48 - 55
60	11	28,5 - 32,6	103 - 117	56 - 63	56 - 63
64	12	32,7 und mehr	118 und mehr	64 und mehr	64 und mehr

Bemerkungen

Grundlage dieser Tabelle ist die WMO-Tabelle (GUIDE TO METEOROLOGICAL INSTRUMENTS AND METHODS OF OBSERVATION, Fifth Edition, WMO-No.8, Chapter 6, ANNEX 6.B, TABLE 2).

Aus Gründen der Übrechnungskontinuität weicht der DWD bei den mit *) gekennzeichneten Knoten-Werten in Spalte 6 von der WMO-Tabelle ab. Diese Regelung gilt ab 01.01.1986 im nationalen Bereich für nicht-maritime Zwecke. Im maritimen Bereich werden weiterhin die Werte in Spalte 5 benutzt.

Die Spalte 1 enthält die mittleren Verschlüsselungszahlen für die Beobachtungsstellen, die kein Anemometer haben und demzufolge schätzen müssen.

DWD Offenbach / Bibliothek
B23030264

22

[P188]

LR (101)

22. Okt. 1980

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 12

551.507.362.2 : 551.509.3
80/3597

Überwachung des Wettergeschehens durch Satelliten

DWD Offenbach / Bibliothek
B23029425

Der Deutsche Wetterdienst bearbeitet in seinem Sonderreferat Unterricht und Lehrmittel solche wetterkundlichen Stoffe, die als Anregung oder Hilfe für den praktischen Unterricht in der Wetterkunde gedacht sind.

Die Herausgabe derartiger Lehrstoffe läßt im übrigen dem Lehrer die volle Freiheit über den Umfang und die Art der Behandlung im Unterricht. Eine stoffliche oder lehrplanmäßige Bindung wird mit der Herausgabe dieser Lehrstoffe nicht angestrebt.

LR (101)

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach/M.

80.2507

INHALT

1. Einführung 1

2. Satellitenbahnen 2

2.1 Bahnmechanik 2
2.2 Geostationäre Bahnen 4
2.3 Polare Bahnen 4

3. Instrumentierung 6

3.1 Gewinnung von Bilddaten 6
3.2 Sondierung der Atmosphäre 8
3.3 Einsammeln der Daten von automatischen Plattformen 8
3.4 Wiederverbreitung von Daten 8

4. Empfang von Satellitendaten 9

5. Nutzung von Satellitendaten 10

5.1 Qualitative Nutzung 10
5.2 Quantitative Nutzung 11

6. Beispiele 11

6.1 Entwicklung einer Zyklone, 20.9. - 22.9.1969 12
6.2 Sturmtief über dem Ärmelkanal, 12.2.1970 15
6.3 Okkludierte Zyklone über Ostengland, 20.8.1970 17
6.4 Nebel und Hochnebel über Mitteleuropa, 28.10.1975 18
6.5 Ende einer mehrwöchigen Schönwetterperiode in Deutschland, 14./15.8.1975 19
6.6 Orkantief über Südskandinavien/westl. Ostsee, 3.1.1976 .. 21
6.7 Sturmwirbel über dem Ostatlantik, 25.4.1971 23
6.8 Hurrikan "Fifi", September 1974 25

1. Einführung

Als im Oktober 1957 die Sowjetunion einer überrascht aufhorchenden Welt die Nachricht vom erfolgreichen Start des ersten künstlichen Satelliten bekanntgab und als die Vereinigten Staaten wenige Monate später mit der Meldung über den Start ihres ersten "Explorer"-Satelliten folgten, waren die ersten Schritte in die neue Ära der Raumfahrt getan. Mit Hilfe des Raketenantriebs war es Forschern und Ingenieuren gelungen, einen Flugkörper auf eine Geschwindigkeit von 8 km/sec zu bringen, bei der er in der Lage ist, die Erde als künstlicher Satellit zu umkreisen.

Seither sind große personelle und finanzielle Aufwendungen für die Entwicklung der Raketentechnik und Raumfahrt gemacht worden. Dem großen Aufwand entsprechend hat die Satellitentechnik seit dem Ende der fünfziger Jahre eine stürmische Entwicklung zu verzeichnen, und den ersten, nur der Forschung dienenden Satelliten,sind längst zahlreiche sogenannte Anwendungssatelliten für die verschiedensten Gebiete gefolgt. Relativ früh sind die neuen technischen Möglichkeiten auch in den Dienst der Meteorologie gestellt worden. Am 1. April 1960starteten die USA den ersten,für meteorologische Messungen bestimmten Satelliten: TIROS I. Die Sowjetunion folgte erst 1966 mit dem Start von KOSMOS-122 dem Beispiel der USA.

Seit 1960 sind etwa 50 meteorologische Satelliten von den USA und der UdSSR gestartet worden. Im Sommer und Herbst 1977 sind Japan und die Europäische Weltraumorganisation ESA (Bundesrepublik Deutschland Mitglied) mit den Starts von GMS (Geostationary Meteorological Satellite) und METEOSAT (Meteorologischer Satellit) zu den USA und der UdSSR als satellitenbetreibende Staaten oder Organisationen hinzugekommen.

Die meteorologischen Satelliten werden von der Aufgabenstellung her in Forschungs- und Betriebssatelliten unterteilt. Den Forschungssatelliten unterliegt es, die Daten für eine spezielle Forschungsaufgabe zu liefern oder neue Instrumente auszuprobieren. Die Betriebssatelliten hingegen werden innerhalb des weltweiten meteorologischen Beobachtungssystems, das die Daten für die Lösung der verschiedenen Aufgaben der Wetterdienste, z.B. Herausgabe von Wettervorhersagen, liefert, eingesetzt. Die Wettersatelliten schließen die Lücken im weltweiten Beobachtungsnetz über den Ozeanen, Wüsten und Polkappen.

TIROS : Television and Infra-Red Observation Satellite

2. Satellitenbahnen

Im Laufe der Jahre haben sich zwei unterschiedliche Satellitentypen - sowohl bei den Forschungs- als auch bei den Betriebssatelliten - herauskristallisiert, die sich im wesentlichen durch ihre Umlaufbahnen unterscheiden:

- geostationäre Satelliten,
- polarumlaufende Satelliten.

2.1 Bahnmechanik

Ein Geschoß, das an der Erdoberfläche unter einem flachen Winkel abgefeuert wird, fällt nach einer gewissen Entfernung auf diese zurück, weil - die Flugbahn unter dem Einfluß der Anziehungskraft der Erde gekrümmt ist,
- ein Teil der beim Abschuß mitgegebenen kinetischen Energie durch die Reibung in der Luft aufgezehrt wird.

Die Entfernung, bis zu der ein Geschoß zu fliegen vermag, wird um so größer, je höher seine Anfangsgeschwindigkeit und je geringer der Luftwiderstand wird. Die Rechnung zeigt, daß bei einer Anfangsgeschwindigkeit von 7,9 km/s (= 28000 km/h) ein horizontal abgefeuertes Geschoß - falls es keine Luftreibung gäbe - nicht mehr zur Erde zurückfallen, sondern diese als künstlicher Satellit umkreisen würde. Bei dieser Geschwindigkeit, die auch als die "erste kosmische Geschwindigkeit" bezeichnet wird, halten sich die Anziehungskraft der Erde und die Zentrifugalkraft das Gleichgewicht. Es ist dasselbe Gleichgewicht, das die Bahn des Mondes um die Erde bestimmt. Diese Analogie verleiht der Bezeichnungsweise "künstliche Satelliten" ihre volle Berechtigung.

Je größer man den Abstand der Bahn eines künstlichen Satelliten von der Erde wählt, desto geringer werden sowohl die Anziehungskraft wie auch die Zentrifugalkraft. Dafür werden die Umlaufzeiten länger.

Der zahlenmäßige Zusammenhang zwischen dem Abstand eines Satelliten von der Erdoberfläche und seiner Umlaufbahn wird durch die Beziehung

$$U = U_o \left(1 + \frac{h}{R}\right)^{\frac{3}{2}}$$

geliefert. In dieser Formel, die sich aus dem 3. Keplerschen Gesetz

der Planetenbewegungen herleitet, bedeutet:

U die Umlaufzeit in der Höhe h über der Erdoberfläche

R den Erdradius und U_o die (infolge der Luftreibung nicht realisierbare) Umlaufzeit in der Höhe h = 0, d.h. unmittelbar an der Erdoberfläche.

Diese Umlaufzeit U_o, die sich aus der Forderung nach Gleichgewicht zwischen Anziehungskraft und Zentrifugalkraft errechnen läßt, beträgt 84,4 Minuten. Aus obiger Formel ergeben sich dann die Umlaufzeiten für Kreisbahnen in verschiedenen Höhen über der Erdoberfläche (s. Tab. 1).

h = 200	400	600	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000 km
U = 88,4	92,5	96,6	100,9	105,0	109,3	113,7	118,1	122,6	126,8 min

Tab. 1 : Umlaufbahnen auf Kreisbahnen in Abhängigkeit von der Höhe über der Erdoberfläche

Wenn man den Abstand des Satelliten von der Erdoberfläche in Vielfachen des Erdradius angibt, so erhält man die in Tab. 2 angegebenen Werte.

Die Mindestumlaufzeit bei h = 0 beträgt annähernd $1^1/2$ Stunden. Zwei Stunden Umlaufzeit erfordert eine Kreisbahn in 1688 km Höhe. Etwa 4 Stunden werden im Abstand von 1 Erdradius, 12 Stunden in ca. 20000 km und 24 Stunden in 36000 km Abstand von der Erdoberfläche benötigt. In dem der Mondentfernung entsprechenden Abstand von 60 Erdradien würde auch ein künstlicher Satellit nahezu 28 Tage für einen Umlauf gebrauchen.

h [R] =	1/2R	R	2 R	3 R	5,65 R	6 R	60 R
h [km] =	3185	6370	12740	19110	36000	38200	382000 km
U =	2h35m	3h59m	7h19m	11h15m	24h	26h03m	28 Tage

Tab. 2 : Umlaufzeiten auf Kreisbahnen in Abhängigkeit von der Höhe über der Erdoberfläche (Abstände in Erdradien bzw. in km)

2.2 Geostationäre Bahnen

Nach Tab. 2 beträgt in einer Höhe von 36000 km über der Erdoberfläche die Umlaufzeit eines Satelliten gerade 24 Stunden. Das ist die gleiche Zeit, die die Erde zu einer Drehung um ihre Achse benötigt. Ein solcher Satellit scheint, wenn seine Bahnebene die Äquatorebene ist, von der Erde aus betrachtet, am Himmel still zu stehen, daher auch die Bezeichnung "geostationärer Satellit".

Von einer solchen Plattform aus kann ein beträchtlicher und stets der gleiche Teil der Erdoberfläche eingesehen werden. Wenn man daher von dort aus mit einer Kamera in relativ kurzen Zeitabständen die Wolkenfelder photographiert, kann man deren Veränderungen und Bewegungen nahezu kontinuierlich verfolgen. Hiervon profitiert insbesondere der Warndienst für Wirbelstürme und Gewitterfronten.

2.3 Polare Bahnen

Die andere Gruppe von Bahnen, die für meteorologische Messungen besondere Vorteile bieten, sind solche, die über die Pole führen. Da die Ebene einer Satellitenbahn im Raum unverändert bleibt, dreht sich die Erde einmal im Laufe des Tages unter dem Satelliten hinweg. Ein mitfliegender Beobachter würde, wenn die Kreisbahn beispielsweise in 1688 km Höhe gewählt wird, die Pole alle 2 Stunden überfliegen. Ferner würde er, vorausgesetzt, daß der Öffnungswinkel seines Blickfeldes mindestens 30° beträgt, alle Punkte des Äquators 2mal innerhalb von 24 Stunden sehen, nämlich einmal zu deren Tages- und einmal zu deren Nachtzeit (Abb. 1). Man kann also bei polarum-



Abb. 1 : Umläufe eines Satelliten auf polarer Kreisbahn und Gesichtsfeld einer Fernsehkamera

laufenden Satelliten erreichen, wenn man mit Hilfe der Bahnhöhe und des Öffnungswinkels des Instruments die Breite des überschaubaren Streifens entsprechend wählt, daß jeder Punkt der Erdoberfläche mindestens 2mal pro Tag eingesehen wird.

Die Tatsache, daß ein in eine polare Umlaufbahn gebrachter Satellit seine Bahnebene im Raum beibehält, würde allerdings auf die Dauer gesehen eine für die meteorologischen Beobachtungen recht unerwünschte Konsequenz haben. Würde nämlich ein Satellit so gestartet werden, daß er die einzelnen Gebiete jeweils am Mittag überfliegt, so würde er nach 3 Monaten, wenn sich die Verbindungslinie Sonne - Erde um 90° im Raum verschoben hat (s. Abb.2), überall bereits um 06h Ortszeit er-

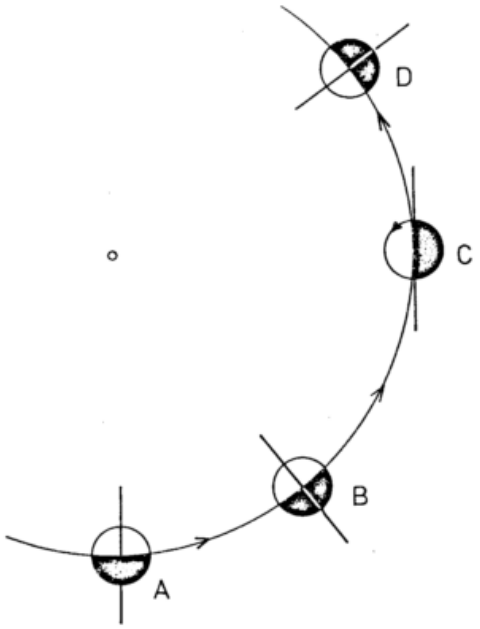


Abb. 2a,b: Sonnensynchrone Umlaufbahn
a) Punkte A und C: Bahnebene bei unveränderter Orientierung im Raum (nicht sonnensynchron)
Punkte B und D: Bahnebene bei Umläufen mit unveränderter Ortszeit (sonnensynchron)
b) Drehung der Satelliten-Umlaufbahn

scheinen und nach insgesamt 4 Monaten würden seine Kameras über unbeleuchteten Teilen der Erde operieren. Glücklicherweise läßt sich eine solche Entwicklung vermeiden, und zwar durch die Wahl einer sog. "sonnensynchronen" Umlaufbahn, bei der der Satellit also alle Tage zur gleichen Ortszeit erscheint. Zu diesem Zweck muß sich die Bahnebene täglich um ca. 1° drehen, und zwar im gleichen Sinn, wie sich

die Erde um die Sonne bewegt.

Diese Drehung kann man dadurch erreichen, daß man einen Störeffekt ausnutzt, den die Erde auf ihre Satelliten ausübt, und der daher rührt, daß die Erde keine Kugel mit zentralsymmetrischer Massenverteilung, sondern - in erster Annäherung - ein Rotationsellipsoid ist, d.h., daß sie eine Art "Wulst" am Äquator besitzt. Infolgedessen treten Störkräfte hinsichtlich der Satellitenbahn auf, deren Größe -kreisförmige Bahnen vorausgesetzt - von der Höhe der Bahn und ihrer Neigung gegen die Äquatorebene abhängt. Wie die Rechnungen gezeigt haben, gehören zu dem Höhenintervall von 500 - 1500 km, in dem die amerikanischen Satelliten operieren, Neigungswinkel (Inklination) zwischen Bahn- und Äquatorebene zwischen 98^{o} und 102^{o}. Wenn man dies berücksichtigt, können die Störkräfte dahingehend ausgenutzt werden, daß die Umläufe des Satelliten über Monate hinaus sonnensynchron erfolgen.

Die amerikanischen NOAA-Satelliten der Serien ITOS und TIROS-N umkreisen die Erde täglich 12-13mal auf Bahnen, die Höhen von 1450 km (ITOS) und 900 km (TIROS-N) haben mit Inklinationswinkeln von 101^{o} (ITOS) und 99^{o} (TIROS-N). Die Umlaufzeiten betragen 115 (ITOS) und 103 min (TIROS-N). Die russischen METEOR-Satelliten haben ebenfalls Bahnhöhen von 900 km mit Umlaufzeiten von 103 min. Sie verlaufen allerdings nicht auf sonnensynchronen Bahnen, da der Inklinationswinkel nur 81^{o} beträgt.

3. Instrumentierung

Die Wettersatelliten sind generell so ausgerüstet, daß sie die folgenden Aufgaben (Missionen) durchführen können:

- Gewinnung von Bilddaten
- Sondierung der Atmosphäre (z.Zt. nur polarumlaufende Satelliten)
- Einsammlung der Daten von automatischen Plattformen
- Wiederverbreitung von Daten.

3.1 Gewinnung von Bilddaten

Die ersten Satellitenbilder wurden mit Fernsehkameras gewonnen, die im sichtbaren Bereich (0.3 - 0.8 μm) des elektromagnetischen Spektrums

NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration
ITOS : Improved TIROS Operational Satellite

arbeiteten. Die Daten wurden anfangs an Bord des Satelliten zwischengespeichert und konnten z.B. nur von den Amerikanern und Russen abgefragt werden. 1964 wurde in einem Forschungssatelliten der USA erstmals das sogenannte APT-Verfahren (Automatic Picture Transmission) angewandt, das die direkte Übertragung der Satellitenbilder an Empfangsstationen erlaubte, die sich im Blickfeld des Satelliten befinden. 1966 wurde das Verfahren für die amerikanischen Betriebssatellitenserie ESSA (Environmental Science Satellite) übernommen.

Die Fernsehkameras wurden 1972 in den NOAA-Satelliten durch Radiometer abgelöst, die zeilenweise, senkrecht zur Umlaufbahn,die Erdoberfläche abtasten. Diese Radiometer arbeiten im sichtbaren und im infraroten Frequenzbereich. Im sichtbaren Bereich zwischen 0.3 - 0.8 μm wird die reflektierte Sonnenstrahlung gemessen und in dem infraroten Frequenzband (1 - 1000 μm) die von Oberflächen oder von Gasen emitierte Strahlung. Die im "Fensterbereich" des Infraroten bei 11 - 12 μm - hier ist die Atmosphäre für die von den Oberflächen (Land, Wasser, Wolken) emittierte Strahlung durchlässig - aufgenommene Information erlaubt auch eine Verfolgung des Wettergeschehens während der Nacht. Weiterhin geben die Messungen in den Absorptionsbanden von Wasserdampf, Kohlendioxid und Ozon Aufschluß über die horizontale und vertikale Verteilung dieser für den Energiehaushalt der Atmosphäre wichtigen dreiatomigen Gase.

Die Bilddaten werden mit Radiometern mittlerer und hoher Auflösung gewonnen. Die Daten mit mittlerer Auflösung (3-4 km) werden bei 136 MHz (VHF-Bereich) als APT-Information, die mit hoher Auflösung (1 km) bei 1.69 GHz (S-Band) als sogenannte HRPT (High Resolution Picture Transmission)-Information direkt von dem Satelliten abgestrahlt.

In den letzten Jahren wurden abbildende Mikrowellenradiometer (Mikrowellenbereich 0.1 - 100 cm) entwickelt, deren Daten Aussagen über Niederschlagsgebiete, Alter und Zustand von Eisflächen sowie Angabe über Seegang und Zustand der Erdoberfläche erlauben. Sie fanden bislang nur in Forschungssatelliten Verwendung.

3.2 Sondierung der Atmosphäre

Durch Messungen in sehr schmalen Frequenzbereichen (Kanälen) der Absorptionsbanden von Kohlendioxid und Wasserdampf im Infraroten ist es nach Anwendung komplizierter Verfahren möglich, vertikale Temperatur- und Feuchteprofile abzuleiten. Ähnliche Meßverfahren im Mikrowellenbereich bei 0.5 - 1 cm erlauben ebenfalls die Ableitung von Temperatur- und Feuchteprofilen.

Ein Infrarot-Vertikalsondierungsgerät wurde erstmals 1969 in einem amerikanischen Forschungssatelliten geflogen und 1972 in die operationelle NOAA-Serie übernommen.

Die Daten finden in den mathematisch/physikalischen Modellen Verwendung, die 3-5-tägige Vorhersagen der wichtigsten meteorologischen Parameter - Druck, Temperatur, Feuchte, Wind - liefern und auf die dann die Wettervorhersagen aufbauen, die an die Öffentlichkeit gegeben werden.

3.3 Einsammeln der Daten von automatischen Plattformen

Polarumlaufende sowie geostationäre Satelliten eignen sich zur Abfrage der Daten von automatischen Meßeinrichtungen (Plattformen), seien sie an Land, auf Bojen und Schiffen oder Ballonen und Flugzeugen installiert. Die Daten können auf diesem Wege schnell an zentrale Bodenstationen weitergegeben werden, die sie wiederum in die weltweiten Fernmeldenetze einspeisen.

Die meisten Satelliten sind zur Zeit mit den entsprechenden Einrichtungen zum Einsammeln der Daten ausgerüstet, die Anzahl der automatischen Plattformen ist jedoch noch klein. Für die Zukunft wird eine rasche Zunahme erwartet.

3.4 Wiederverbreitung von Daten

Die APT- und HRPT-Verfahren zur direkten Übermittlung von Satellitenbildern wurden schon unter 3.1 erwähnt. Neben dieser Direktübertragung durch die polarumlaufenden Satelliten bieten die geostationären Satelliten die Möglichkeit der Wiederverbreitung von Daten,seien es Satellitenbilder, Wetterkarten oder Beobachtungsdaten. Die großen Vorteile dieser Mission sind:

- es können enorme Datenmengen schnell übertragen werden (zwischen 100 und 500 Kbit/s, entspr. 25.000 - 125.000 Buchstaben/s).
- eine Vielzahl von Empfangsstationen kann gleichzeitig die Information aufnehmen (keine Zeitverzögerung).

4. Empfang von Satellitendaten

Für den Empfang der unterschiedlichsten Satellitendaten sind jeweils entsprechende Empfangseinrichtungen nötig. Die Aufnahme der Bilddaten der polarumlaufenden Satelliten erfordert:

- eine Station, die im VHF-Bereich arbeitet, um die Daten mit mittlerer Auflösung empfangen zu können;
- eine Station für den Empfang der hochauflösenden Bilddaten; diese arbeitet im S-Band-Bereich.

Der Empfang der geostationären Satelliten erfordert ebenfalls, je nachdem um welche Daten (analoge oder digitale) es sich handelt, unterschiedliche Aufnahmeeinrichtungen.

Die Wetterdienste haben je nach ihrer Aufgabenstellung, die im nationalen und internationalen Rahmen sehr unterschiedlich sein kann, Empfangsstationen aufgebaut. Der Deutsche Wetterdienst ist für die Aufnahme der APT- und HRPT-Information der polarumlaufenden Satelliten sowie der Daten der geostationären Satelliten ausgerüstet.

Die Empfangseinrichtungen des Deutschen Wetterdienstes können in Offenbach täglich Bilder von 8-10 Umläufen (4-5 tags, 4-5 nachts) eines polarumlaufenden Satelliten (s. Abb. 3) und die halbstündlich vorliegenden Bilder des geostationären Satelliten METEOSAT aufnehmen. Der Stand-

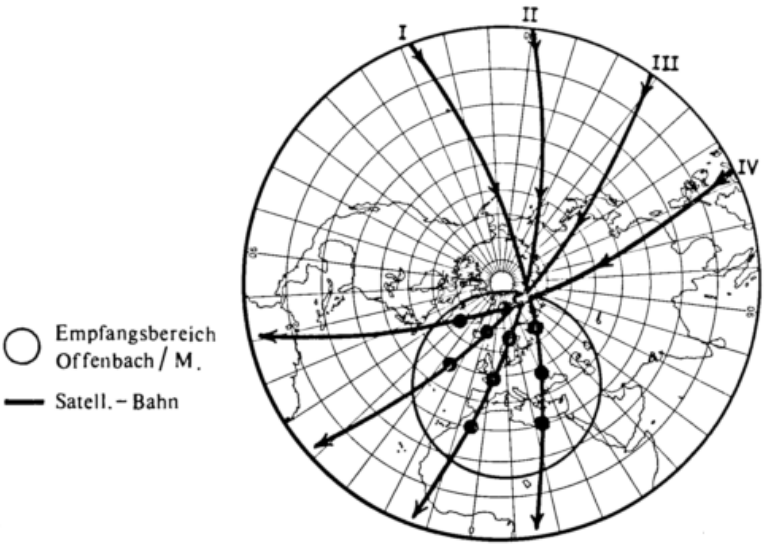


Abb. 3: Schematische Darstellung von aufeinanderfolgenden Umlaufbahnen eines polarumlaufenden Satelliten und Empfangsbereich der Empfangsstation in Offenbach.

ort von METEOSAT befindet sich über dem Äquator bei 0 °-Länge(s.Abb.4).

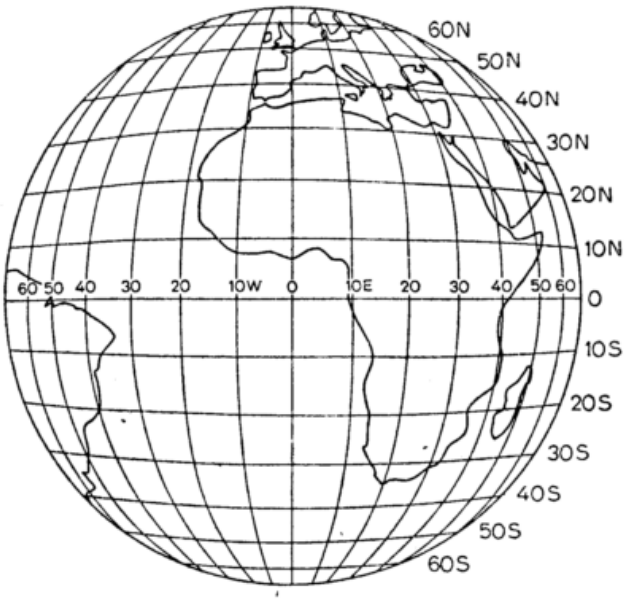


Abb. 4: Gesichtsfeld des geostationären Wettersatelliten METEOSAT von einem "Standort" über dem Äquator bei 0° Länge

5. Nutzung von Satellitendaten

Die Satellitendaten werden in der Meteorologie in qualitativer und quantitativer Hinsicht genutzt:

5.1 Qualitative Nutzung

Hier sind es vor allen Dingen die Satellitenbilder, die als qualitative Information bei der Analyse und Überwachung des Wettergeschehens herangezogen werden. Liegen die Bilder in kurzzeitigen Abständen vor - wie z.B. die der geostationären Satelliten -, dann stellen sie ein wertvolles Material für die Kurzfristvorhersage dar. Im einzelnen kann folgende Information aus den Bildern entnommen werden:

- Lage, Ausdehnung und Intensität von Tiefdruckgebieten der außertropischen Breiten und von tropischen Wirbelstürmen;
- Lage, Ausdehnung und Intensität von Fronten;
- Lage von Starkwindfeldern in der oberen Troposphäre (Strahlstrom (Jetstream));
- Art der Bewölkung;
- Stabilität von Luftmassen.

5.2 Quantitative Nutzung

Aus den Bilddaten und den Messungen der Vertikalsondierungsgeräte sowie der Mikrowelleninstrumente lassen sich die folgenden meteorologischen Parameter ableiten:

- Bedeckungsgrad der Bewölkung;
- Schnee- und Eisbedeckung;
- Meeresoberflächentemperaturen;
- Höhe der Wolkenobergrenzen;
- Vertikale Temperatur- und Feuchteverteilung;
- Windfeld in den Tropen und Subtropen in 3 Höhenschichten der Troposphäre;
- Flüssigwassergehalt von Wolken;
- Horizontale Ausdehnung von Niederschlagsgebieten;
- Zustand der Wasseroberfläche (Seegang);
- Zustand der Landoberflächen (feucht - trocken);
- Zustand und Alter der Eis- und Schneeoberflächen;
- Strahlungshaushalt.

6. Beispiele

Die Beispiele dienen zur Illustration der Verwendung der Satellitenbilder bei der Wetterkartenanalyse. Es werden Wetterkarten und Satellitenbilder nebeneinander gestellt. Zum besseren Verständnis der Eintragungen auf den Wetterkarten ist ein vereinfachtes Eintragungsschema beigefügt (Abb. 6).

6.1 Entwicklung einer Zyklone, 20.9. - 22.9.1969

Die primäre Voraussetzung für die Entstehung von Tiefdruckgebieten ist das Gegeneinanderführen von verschieden temperierten Luftmassen. Die sich dabei bildenden scharfen Grenzen bezeichnet man als Fronten. Fronten sind also an Tiefdruckgebiete gebunden. Man unterscheidet folgende Arten:



am Boden

Kaltfront : warme Luft wird durch kalte verdrängt

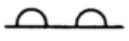


in der Höhe



am Boden

Warmfront : kalte Luft wird durch warme verdrängt



in der Höhe



Okklusion : durch den Okklusionsprozeß wird die gesamte, im Bereich eines Tiefdruckgebiets am Boden vorhandene Warmluft durch Kaltluft ersetzt, wobei die Warmluft nicht nur verdrängt, sondern vom Boden abgehoben wird, so daß die Okklusion die Grenze zwischen der Kaltluft auf der Rückseite eines Tiefs und der kühleren Luft auf der Vorderseite ist.

20. September 1969, 12 GMT

Auf dem Satellitenbild von diesem Tag sieht man ein sich von 55°N/10°W bis 45°N/40°W erstreckendes Wolkenband, das mit einer Kaltfront zusammenhängt.

Im Bereich 50°N/30°W verdichtet sich die Bewölkung und greift nach Norden aus. Diese Veränderung in der Krümmung des frontalen Wolkenbandes und der Dichte der Bewölkung ist ein Anzeichen dafür, daß sich eine Wellenzyklone gebildet hat.

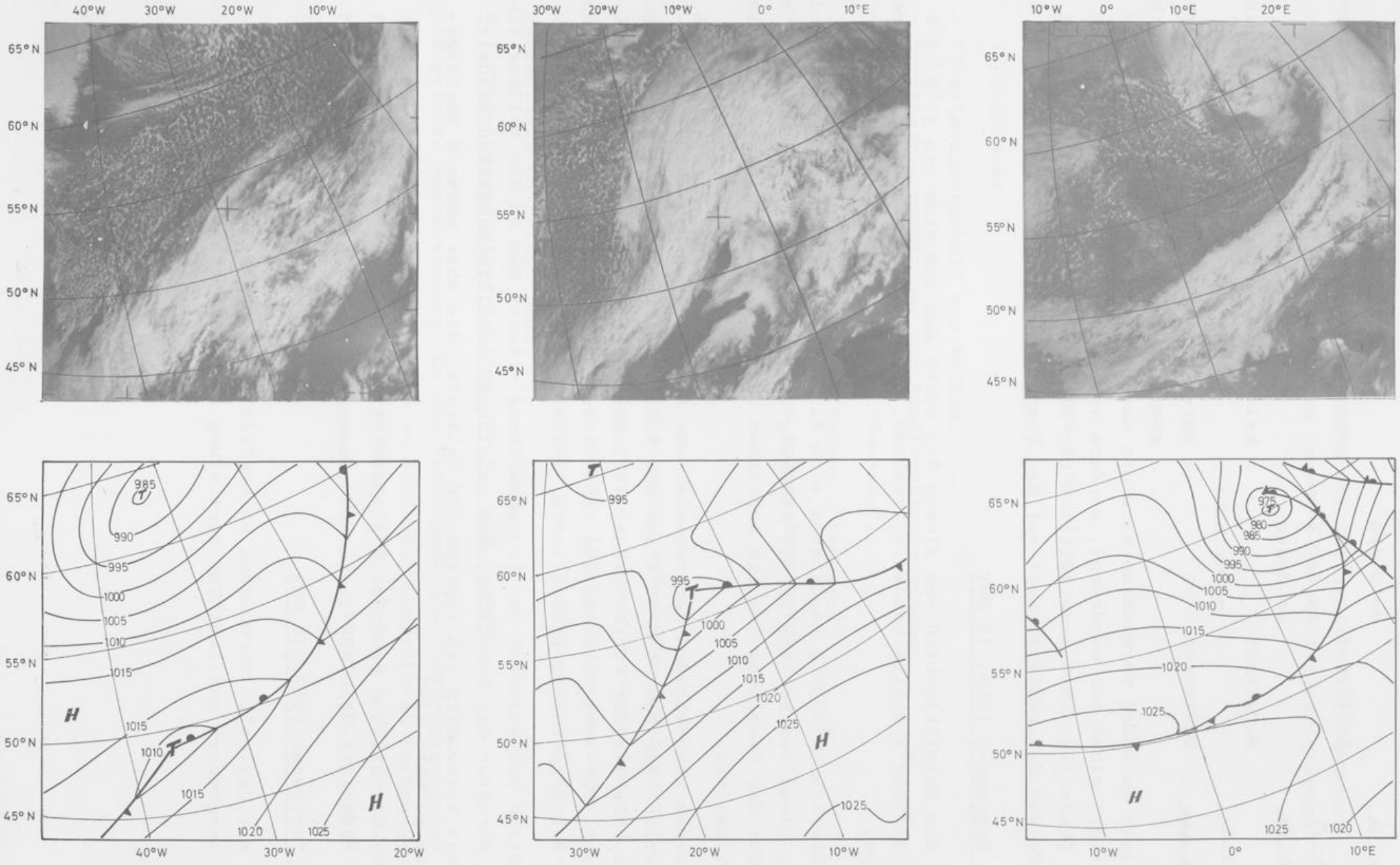
Außerdem kennzeichnet der schmale, aus hohen Zirren bestehende Wolkenstreifen, der bei 54°N/30°W aus der Frontbewölkung nach Nordosten herausweht, die mit der Wellenbildung verstärkt einsetzenden Aufgleiterscheinungen. Der scharfe nördliche Rand dieses Streifens stimmt mit der Achse des Starkwindfeldes (Strahlstrom, Jetstream) in der Höhe überein.

Nördlich und westlich der Frontbewölkung erkennt man an der zellenartigen Struktur der Bewölkung, daß es sich um kumuliforme Wolken handelt. Dieses Wolkenbild ist typisch für Kaltluft, die über wärmere Meeresgebiete geführt wird.

Am nordwestlichen Rand des Bildes sieht man in dem wolkenfreien Gebiet die Südspitze Grönlands.

21. September 1969, 12 GMT

Das mit der Welle verbundene Wolkenfeld hat sich seit dem letzten Termin vergrößert und läßt auf Vertiefung der Welle schließen, was die Bo-



20. September 1969, 12 GMT

21. September 1969, 12 GMT

22. September 1969, 12 GMT

Abb. 5: Satellitenbilder (ESSA 8) vom 20. - 22. Sept. 1969 mit Wetterkarten

denanalyse bestätigt (15 mb Druckfall im Zentrum gegenüber dem Vortag).

Die Achse des Strahlstroms markiert sich in dieser Aufnahme als ein nur wenig von dem Hauptwolkenfeld abgesetzter Schattenwurf (54°N/18°W - 61°N/05°W).

22. September 1969, 12 GMT

Der Kerndruck der Zyklone hat sich noch um 20 mb gegenüber dem Vortag verringert. Der Okklusionsprozeß hat nun mit der Verwirbelung eingesetzt. An der Kaltfront hat sich bei 52°N/03°E wieder eine Welle gebildet. Die kumuliforme Kaltluftbewölkung südlich und westlich des Tiefzentrums hat sich aufgrund der hohen Windgeschwindigkeiten in Windrichtung angeordnet (an der starken Drängung der Isobaren in diesem Gebiet zu erkennen).

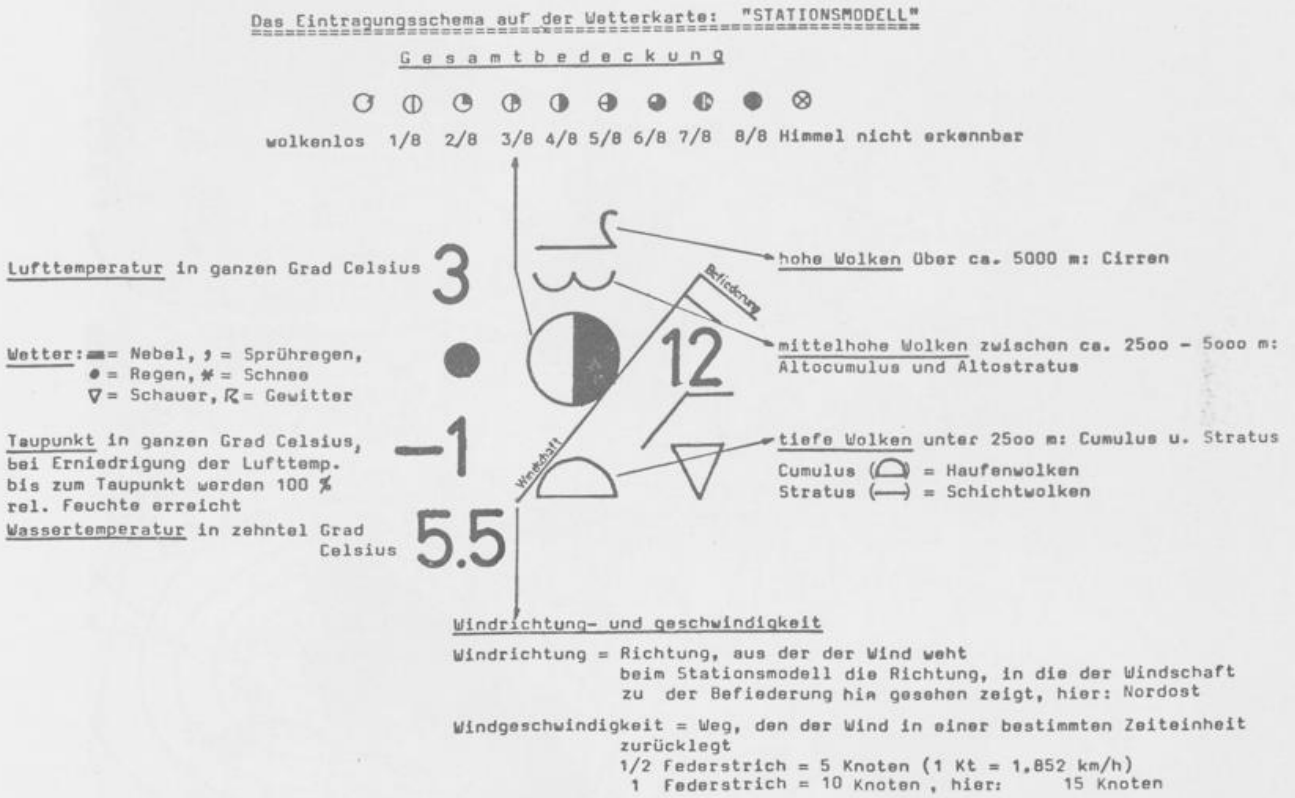


Abb. 6: Eintragungsschema auf den Wetterkarten

6.2 Sturmtief über dem Ärmelkanal, 12.2.1970

Die Aufnahmen des Satelliten ESSA 8 (Abb. 7) und die dazugehörige Boden-Wetterkarte 09 GMT (Abb. 8) zeigen eine Sturmzyklone im Bereich des Ärmelkanals mit den höchsten Windgeschwindigkeiten von 70-75 km/h über der Biskaya und der Irischen See. Deutlich erkennbar sind die wirbelartig um das Tiefdruckzentrum herumgeführten Wolkenbänder, die an die Fronten (Okklusion, Warmfront, Kaltfront) gebunden sind. Über Osteuropa und dem südlichen Teil Skandinaviens herrscht wolkenarmes Hochdruckwetter. Auf dem Satellitenbild sind das schneebedeckte Osteuropa und der vereiste Bottnische und Finnische Meerbusen deutlich zu erkennen. Die Bedeckung der Seegebiete

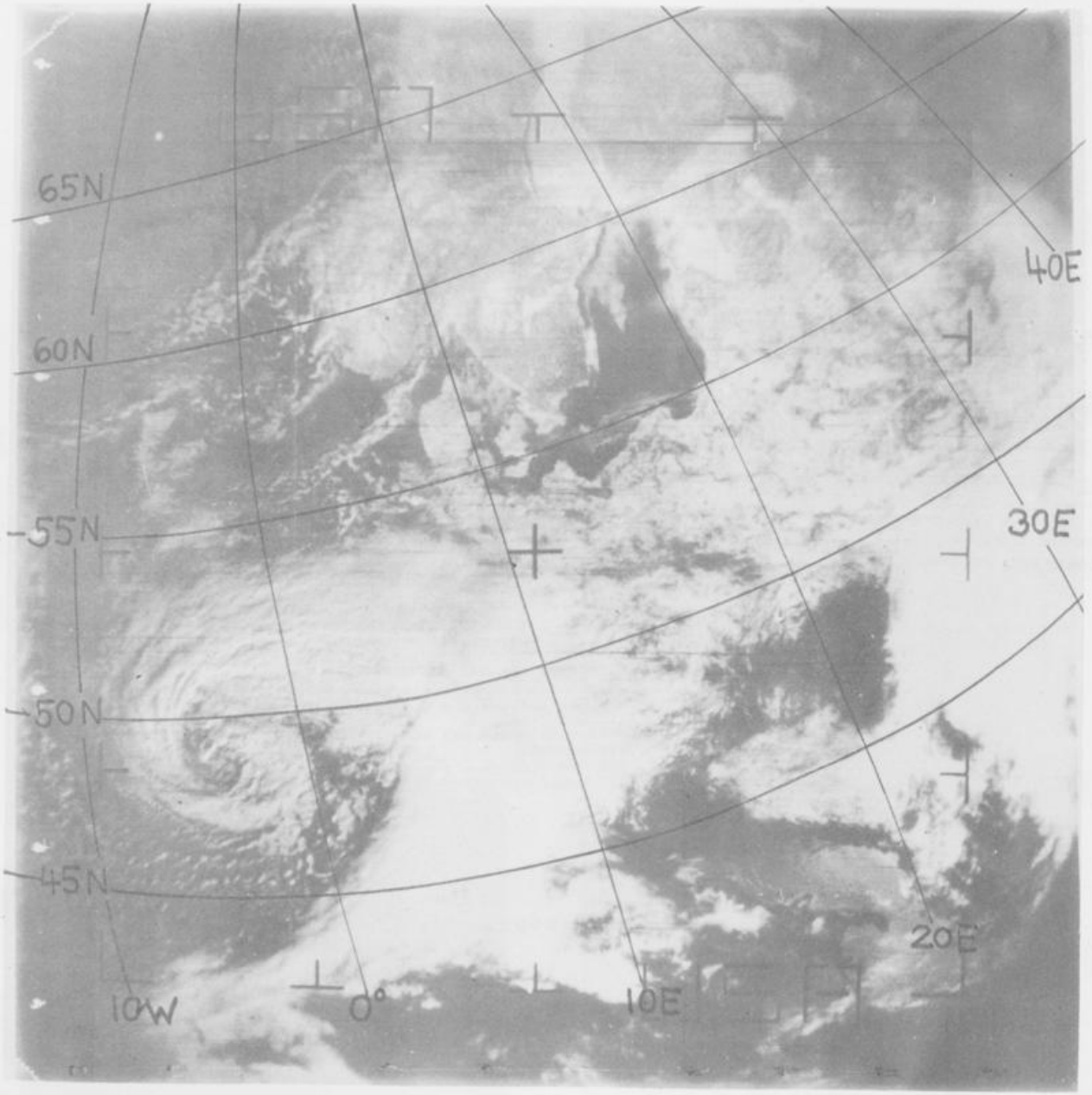


Abb. 7: ESSA 8, 12.2.1970, 09.40 GMT, sichtbarer Spektralbereich

mit Fest- oder Treibeis ist durch unterschiedliche Helligkeitswerte zwischen dem Bottnischen Meerbusen (Festeis) und der nördlichen Ostsee (Treibeis) auszumachen. Eine eisfreie Zone vor der Südostküste Schwedens ist durch die Abtrift des Treibeises durch westliche, ablandige Winde entstanden.

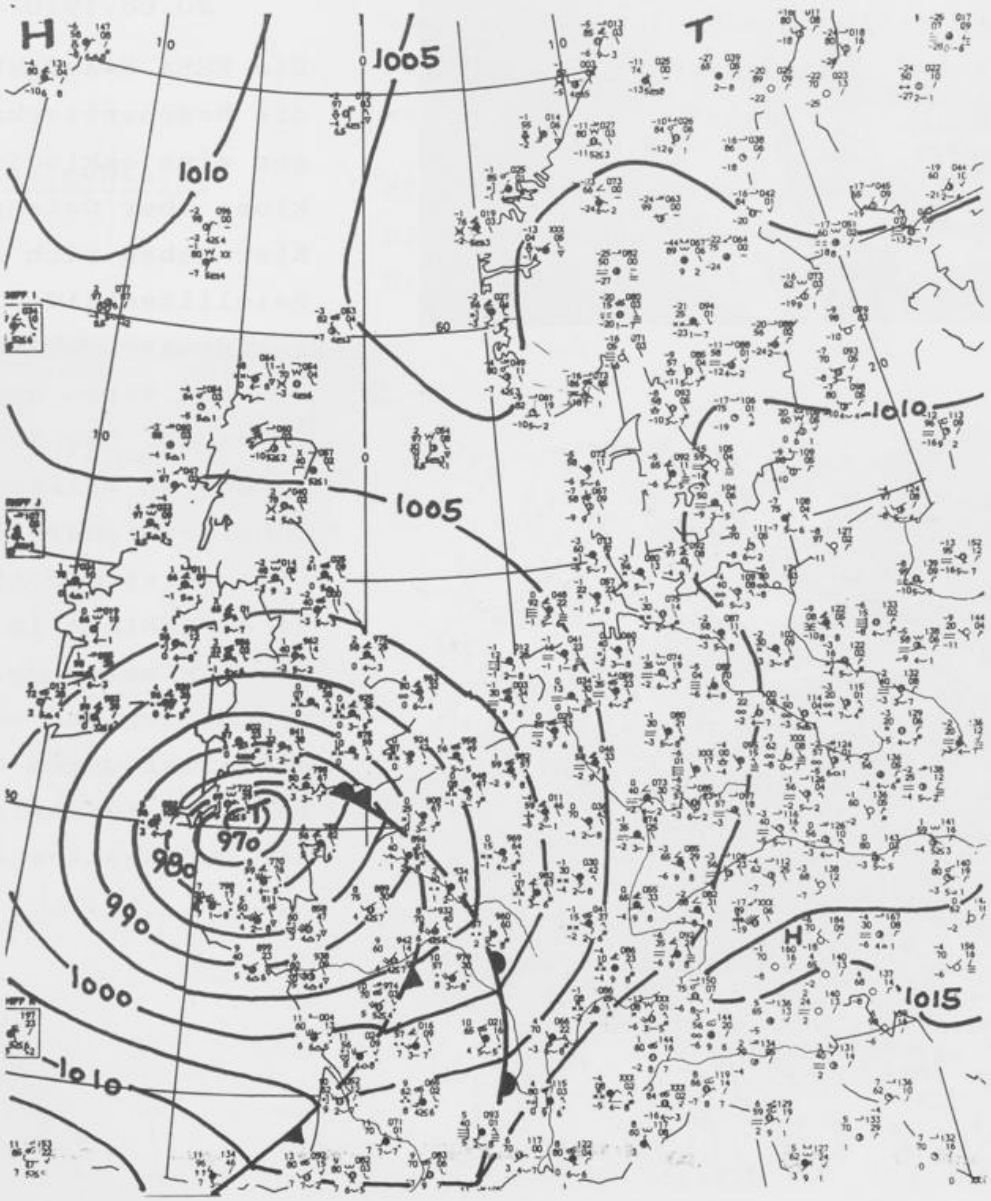
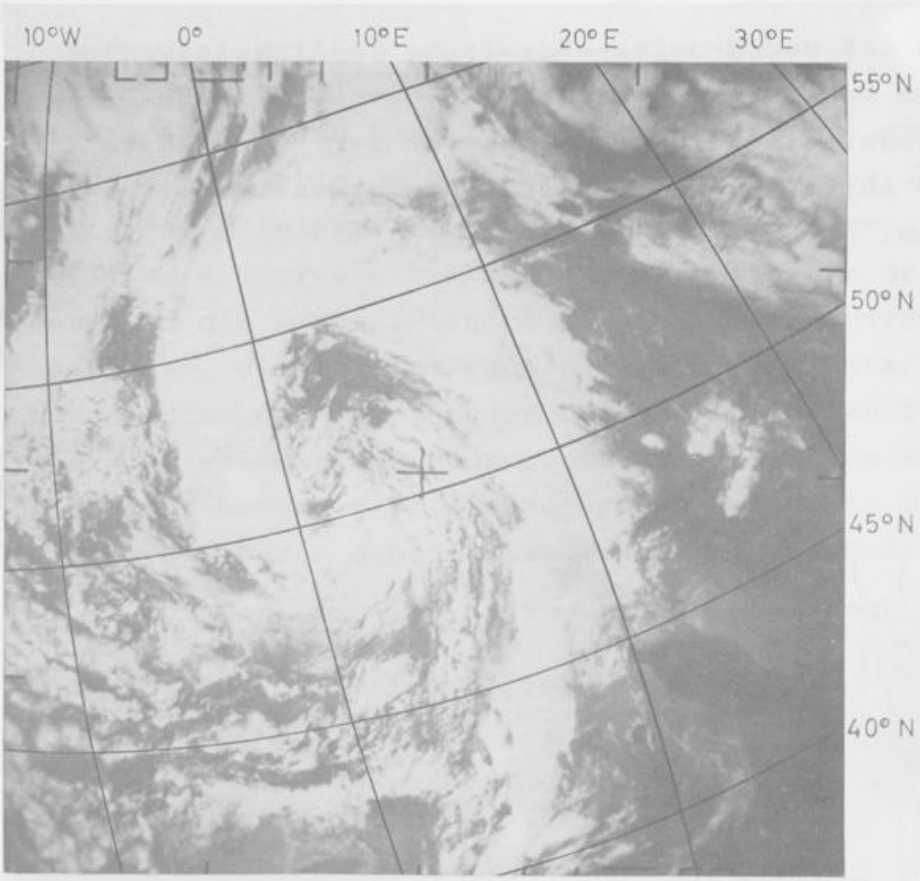
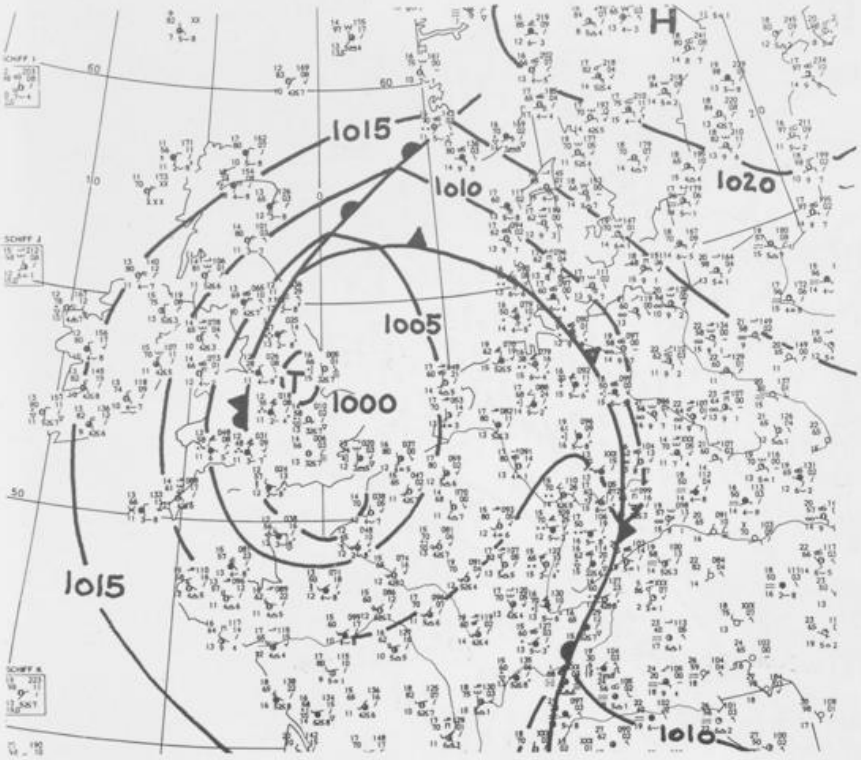


Abb. 8: Bodenwetterkarte vom 12.2.1970, 09 GMT





6.3 Okkludierte Zyklone über Ostengland, 20.08.1970

Die ESSA 8-Aufnahme und die Bodenwetterkarte zeigen eine okkludierte Zyklone über Ostengland. Klar heben sich auf dem Satellitenbild die spiralförmige Okklusion sowie die Warm- und Kaltfront ab. Das mit dem frontalen Wolkenband verknüpfte Niederschlagsgebiet weist die stärksten Niederschläge im Bereich der Okklusion über Mittel- und Südengland auf (siehe Wettermeldungen über Mittel- und Südengland auf der Bodenwetterkarte ∴, ∴, ⋮, ∴).

Abb. 9: Satellitenbild (ESSA 8), 10 GMT und Bodenwetterkarte, 09 GMT vom 20.08.1970

6.4 Nebel und Hochnebel über Mitteleuropa. 28.10.1975

Das Satellitenbild gibt eine stabile Nebel- und Hochnebellage über Mitteleuropa wieder. Es ist deutlich zu erkennen,

- daß die Gipfellagen der Mittelgebirge (A,B) aus dem Nebel herausragen und
- daß die Nebelgebiete bei C und D den Verlauf der entsprechenden Flußtäler und -niederungen nachzeichnen.

Wolkenfreie Gebiete: Südlich und östlich von A: Eifel, Rothaargebirge mit Westerwald, Harz. Weiter südlich: Hunsrück und Vogelsberg, Rhön. Südlich und östlich von B: Französiche Mittelgebirge, Vogesen, Jura, Schwarzwald, Schwäbische Alb.

Nebelgebiete: B: Rhonetal, Neuenburger See, Aare, Donau
C: Moldau- und Elbniederungen bei Prag
D: Theißniederung in Ungarn

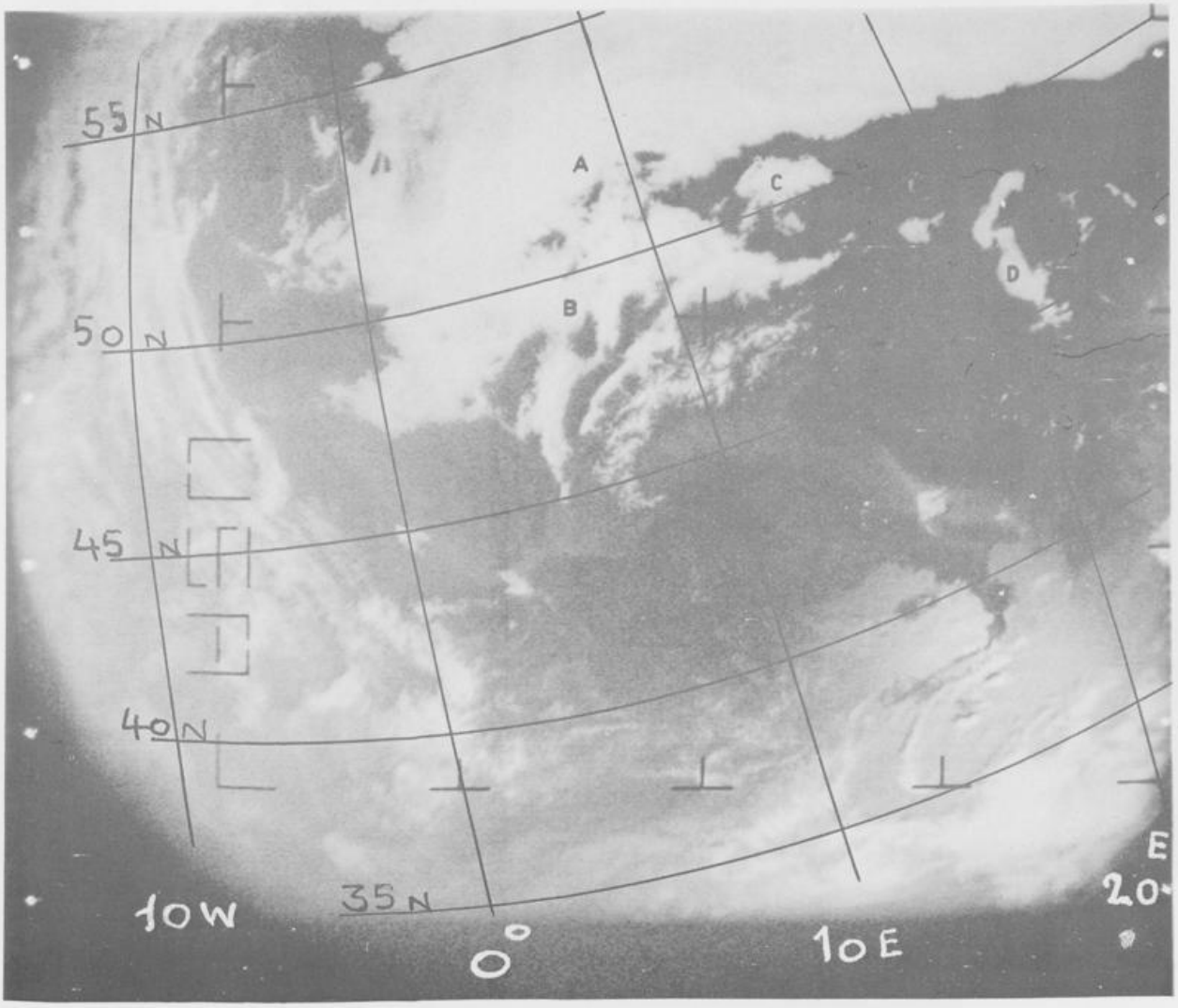


Abb. 10: ESSA 8, 28.10.1975, 09.52 GMT, sichtbarer Spektralbereich

6.5 Ende einer mehrwöchigen Schönwetterperiode in Deutschland, 14./15.8.1975

Die beiden Satellitenbilder zeigen den mitteleuropäischen Raum an zwei aufeinanderfolgenden Tagen, 14. und 15. August 1975, zur gleichen Uhrzeit: 11.45 GMT. Sie wurden von dem russischen Wettersatelliten METEOR 2.1 aus einer Höhe von ca. 900 km aufgenommen und von der Satellitenempfangsstation des Deutschen Wetterdienstes in Offenbach aufgezeichnet. Bemerkenswert sind die Bewölkungsunterschiede über Deutschland an den beiden Tagen.

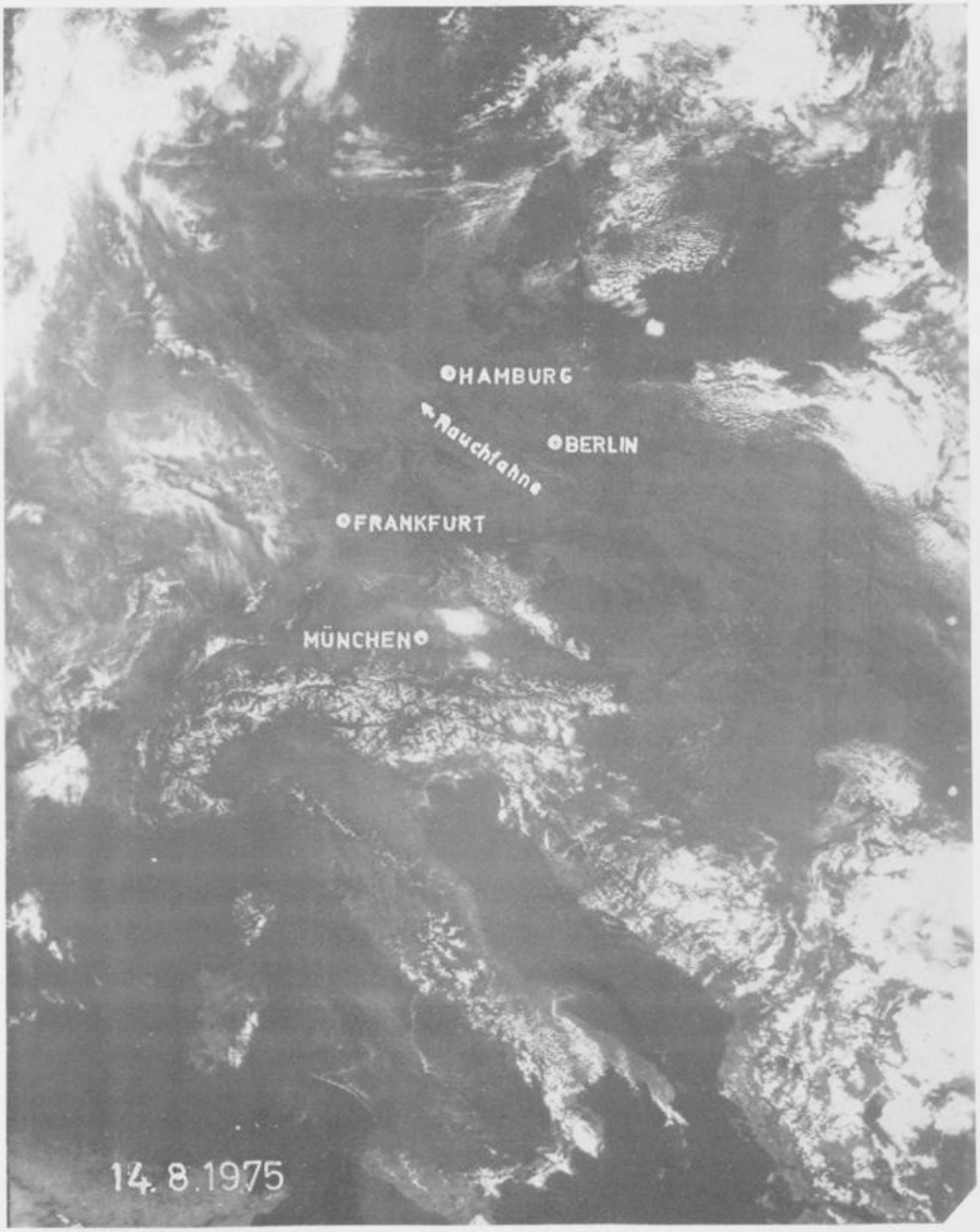


Abb. 11: METEOR 2.1, 14.08.1975, 11.45 GMT

Am 14. August 1975 liegt ganz Mitteleuropa im Einflußbereich eines Hochdruckgebietes über Pommern. Über dem größten Teil der Bundesrepublik herrscht wolkenloses Wetter mit Tageshöchsttemperaturen von 25-30 °C und südöstlichem Bodenwind vor. Gut hebt sich die etwa 150 km lange Rauchfahne der Waldbrände bei Eschede/Kreis Celle heraus, die sich bis südlich Bremen erstreckt. Am linken Bildrand deuten Wolkenfelder über Frankreich, die mit den Fronten eines Tiefdruckgebietes über dem Atlantik verknüpft sind und die sich nach Osten hin ausbreiten, daraufhin, daß die mehrwöchige Schönwetterperiode für Deutschland zu Ende geht. Dies zeigt sich auf dem Satellitenbild vom 15. August 1975. Die ausgedehnten Wolkenfelder haben mit ihrem Vorderrand Ostdeutschland erreicht und die damit verbundenen Niederschlagsgebiete bringen nach langanhaltender Trockenheit über weiten Teilen der Bundesrepublik den ersehnten Regen.

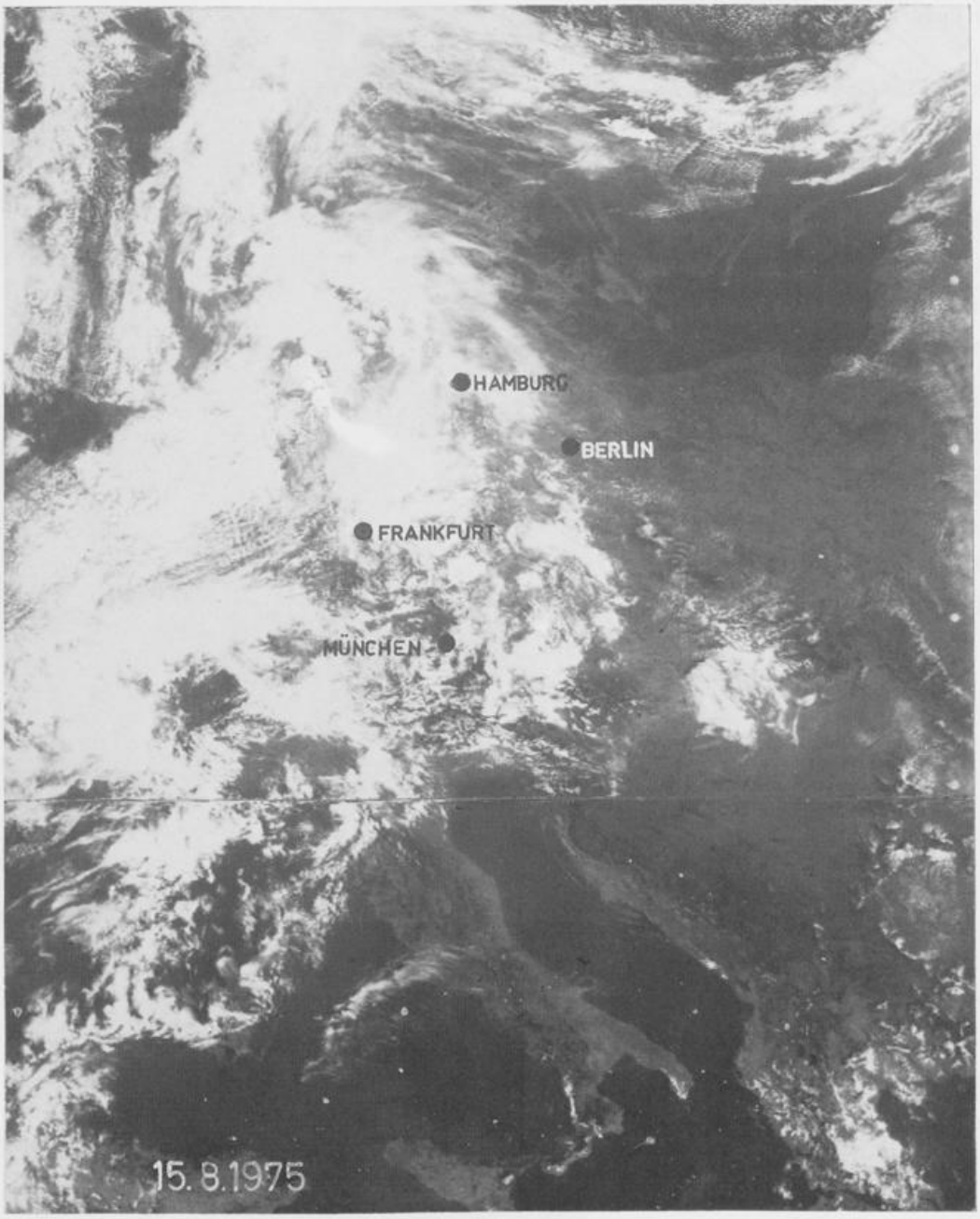


Abb. 12: METEOR 2.1, 15.08.1975, 11.45 GMT

6.6 Orkantief über Südskandinavien/westliche Ostsee, 03.01.1976

Im Zentrum des Orkantiefs über Südskandinavien, Dänemark und der Ostsee zeigt das Satellitenbild ein kompaktes, spiralförmig angeordnetes Wolkenfeld. Die Grenze des hochreichenden Wolkenschirms (Nordsee) markiert die Zone, in der am Boden die stärkste Isobarendrängung und somit die höchsten Windgeschwindigkeiten auftreten (s. Abb. 14).

Auf der West- und Südseite des Zentrums fließt von Norden her Kaltluft ein, die durch aufgelockerte hochreichende Quellbewölkung gekennzeichnet ist. Die Bewölkung formiert sich in Richtung der herrschenden Windströmung.

Windrichtung und -geschwindigkeit in List auf Sylt:

Westnordwest mit 54 Knoten. Das entspricht 100 km/h oder Windstärke 10.



Abb. 13: NOAA 4, 3.1.1976, 10.25 - 10.42 GMT, infraroter Spektralbereich

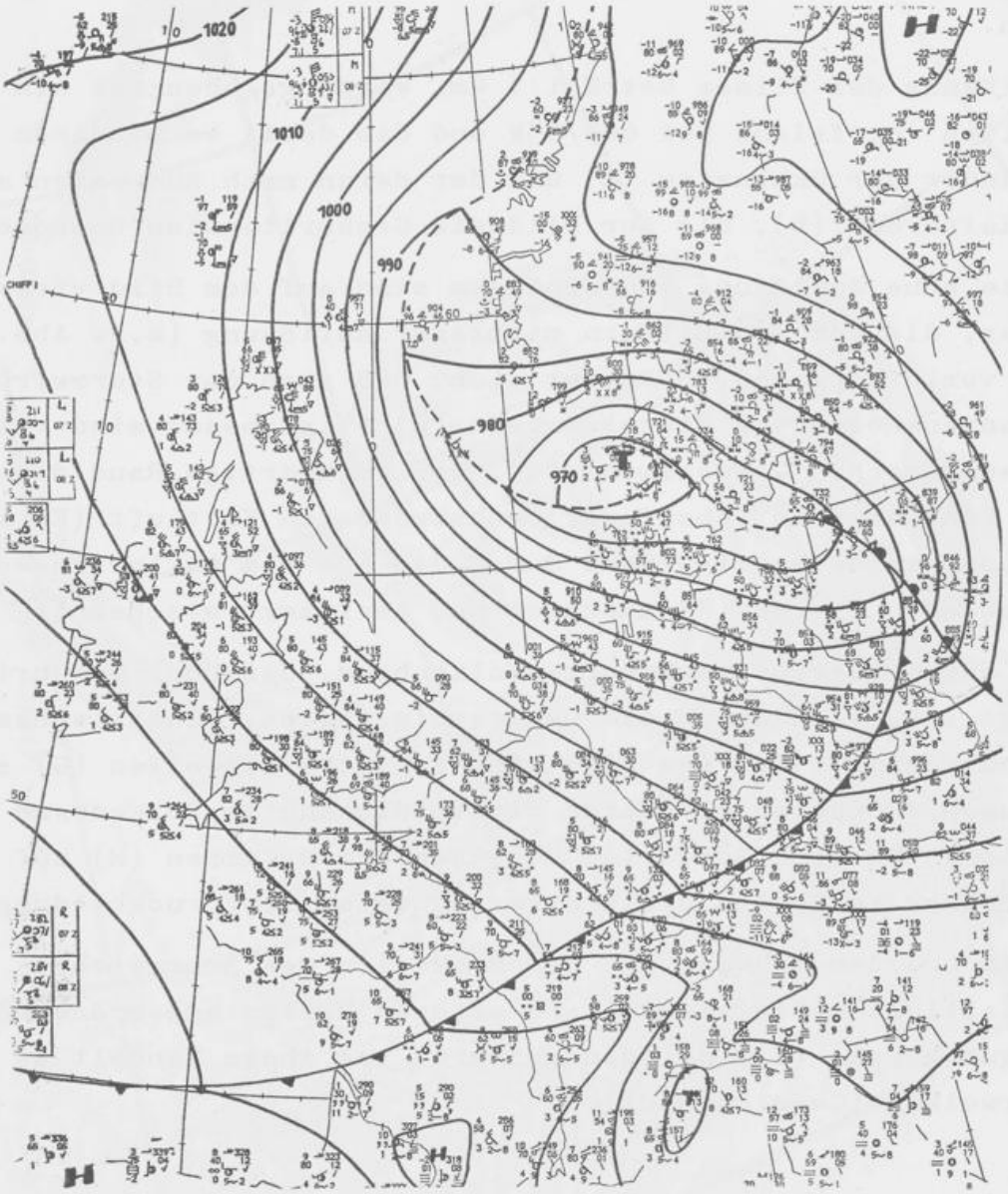


Abb. 14: Bodenwetterkarte vom 03.01.1976, 09 GMT

6.7 Sturmwirbel über dem Ostatlantik, 25.4.1977

Das nebenstehende Satellitenbild (Abb. 15) wurde vom amerikanischen Wettersatelliten NOAA 5 über dem Ostatlantik mit dem hochauflösenden Radiometer (Very High Resolution Radiometer, VHRR) am 25.4.1977 aufgenommen.

Die Auflösung des Bildes beträgt 1 km. Wiedergegeben ist ein Sturmwirbel südlich von Island bei 60N/15W und die damit verbundenen frontalen Wolkenbänder der Okklusion (A) und der daran nach Südwesten anschliessenden Kaltfront (B), die zur Bildzeit Großbritannien überquert.

Durch die hohe Auflösung von einem km sind auf dem Bild viele Details erkennbar, die auf den Bildern mittlerer Auflösung (z.B. Abb. 13) natürlich verloren gehen. So zeigt sich, daß sich der Sturmwirbel aus einer ganzen Reihe von Einzelwirbeln (C) - insgesamt sind vier solcher Wirbel auszumachen - zusammensetzt. Der rückwärtige Rand der Okklusion (D) ist einigermaßen scharf zur nachströmenden Kaltluft (E) abgegrenzt, während der vorderseitige Rand durch die aus dem Okklusionswolkenband herauswehenden Zirren (F) unscharf und zerfasert erscheint.

Das mit der Kaltfront verknüpfte Wolkenband, das über Großbritannien angelangt ist, wird durch die Orographie (Wales, Schottisches Hochland) modifiziert. Auf dem Bild sind typische Leewellen (G) sichtbar. Weiter nach Südwesten zu deutet die Verdickung im Wolkenband und die langen, aus ihm nach Nordosten herauswehenden Zirren (H) auf die Entstehung einer Welle und damit einer erneuten Tiefdruckbildung hin.

In der im breiten Schwall auf der Rückseite des Sturmwirbels einströmenden Kaltluft heben sich die in offenen Zellen angeordneten Kumuluswolken gut heraus (I). Bei den größeren von ihnen handelt es sich um Gewitterwolken (Cumulonimbus).

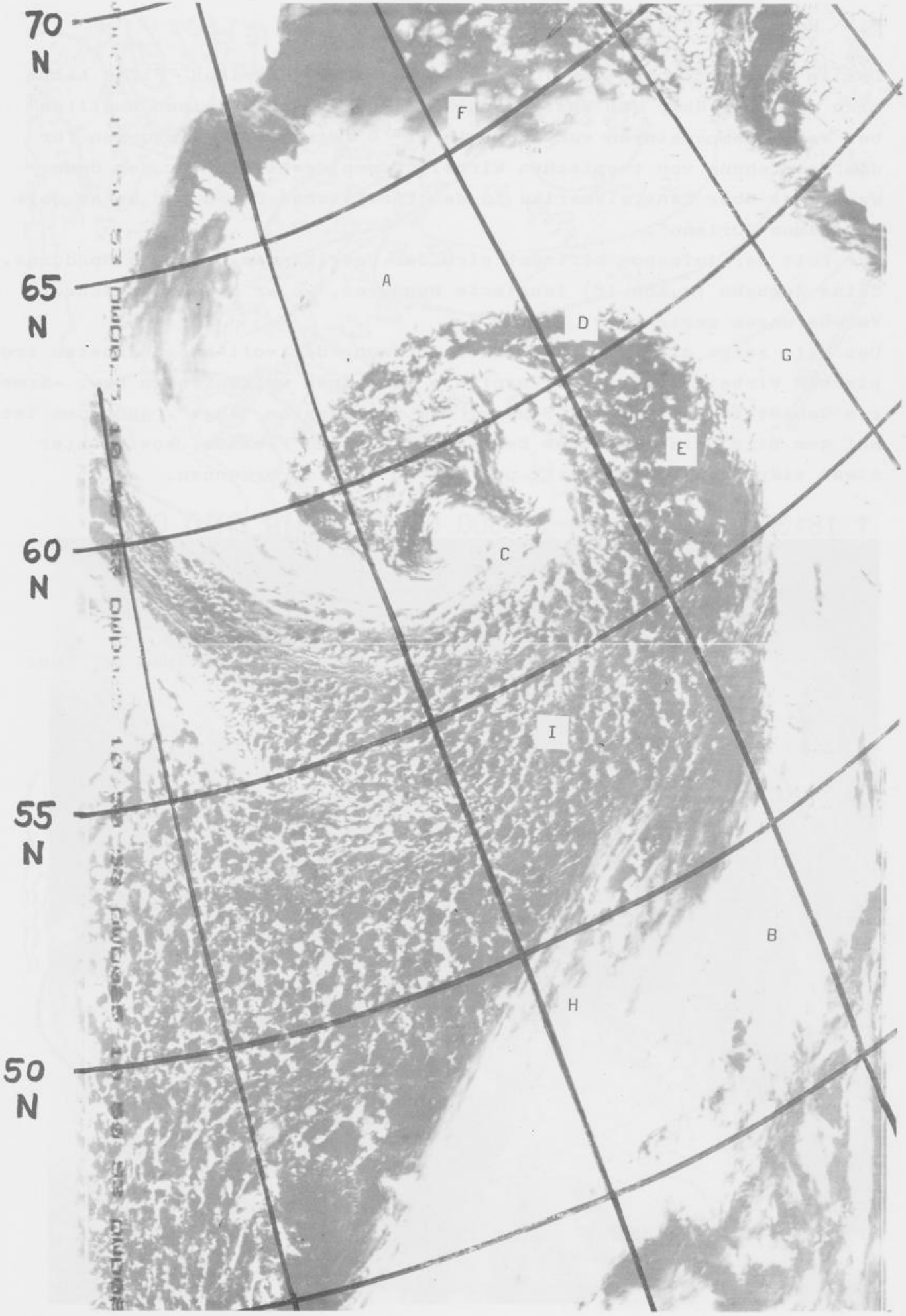


Abb. 15: NOAA 5, 25.4.1977, 11.00 GMT, sichtbarer Spektralbereich

6.8 Hurrikan "Fifi", September 1974

Der im Satellitenbild vom 18.9.1974 erkennbare Hurrikan "Fifi" hatte sich am 13.9. über dem Westatlantik im Gebiet der "Kleinen Antillen" bei Wassertemperaturen von mehr als 27 °C (eine der Bedingungen für die Entstehung von tropischen Wirbelstürmen) gebildet. Er zog dann westwärts über Zentralamerika in den Pazifischen Ozean und bekam dort den Namen "Orlene".
Zur Zeit der Aufnahme befindet sich der Hurrikan im Golf von Honduras. Seine Zugbahn (s.Abb.18) tangierte Honduras, wo er besonders schwere Verwüstungen anrichtete.
Das Bild zeigt die typische Wolkenanordnung bei voll-ausgebildeten tropischen Wirbelstürmen: Wolkenspirale mit einem wolkenfreien bzw. -ärmeren Gebiet im Zentrum des Sturms, dem sogenannten "Auge". Außerdem ist auf dem Bild unter leichter Bewölkung Kuba und Florida, sowie unter etwas stärkeren Wolken Haiti und Puerto Rico zu erkennen.

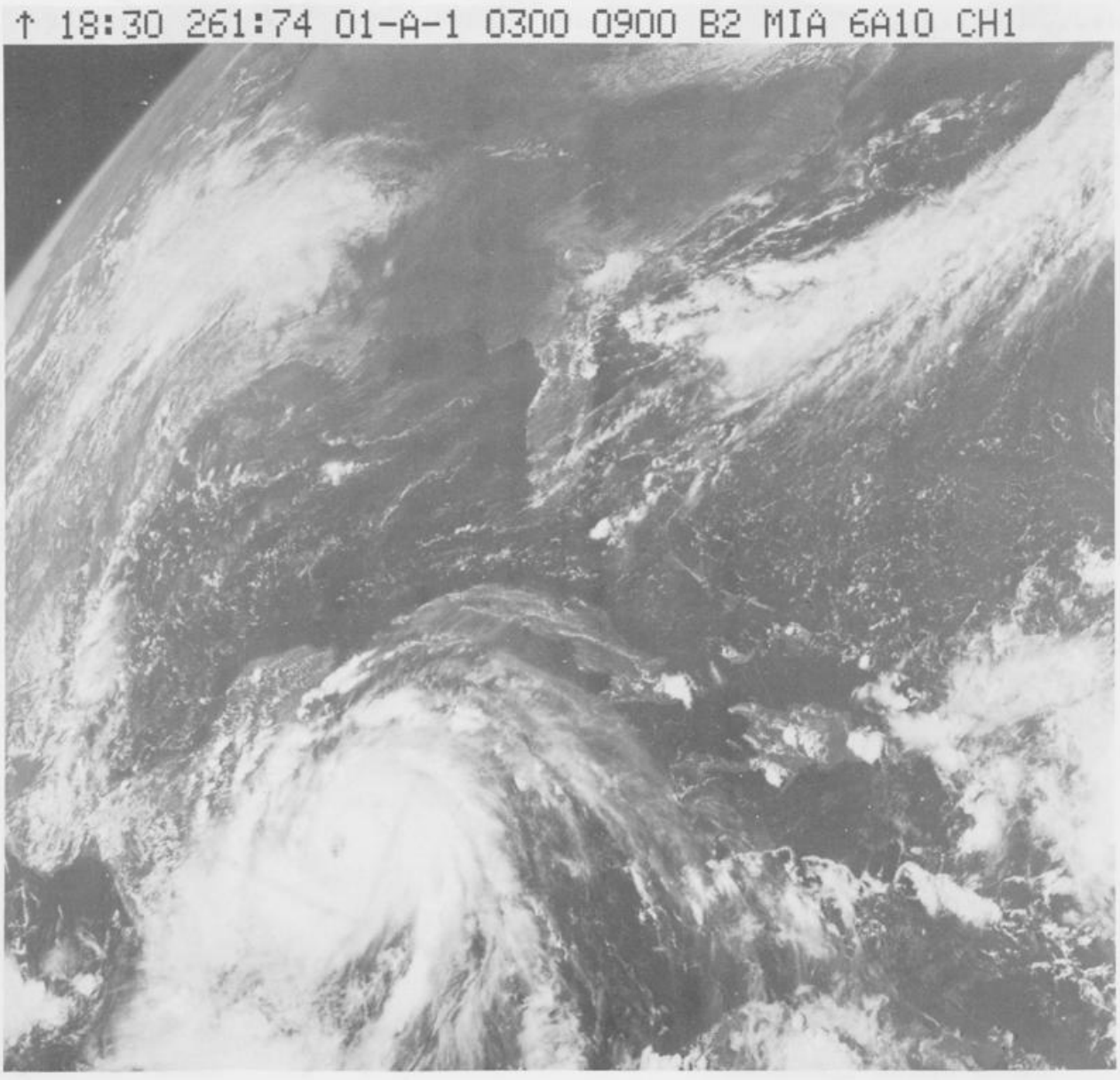


Abb. 16: SMS 1, 18.9.1974, 18.30 GMT, sichtbarer Spektralbereich
SMS = Synchronous Meteorological Satellite (USA)

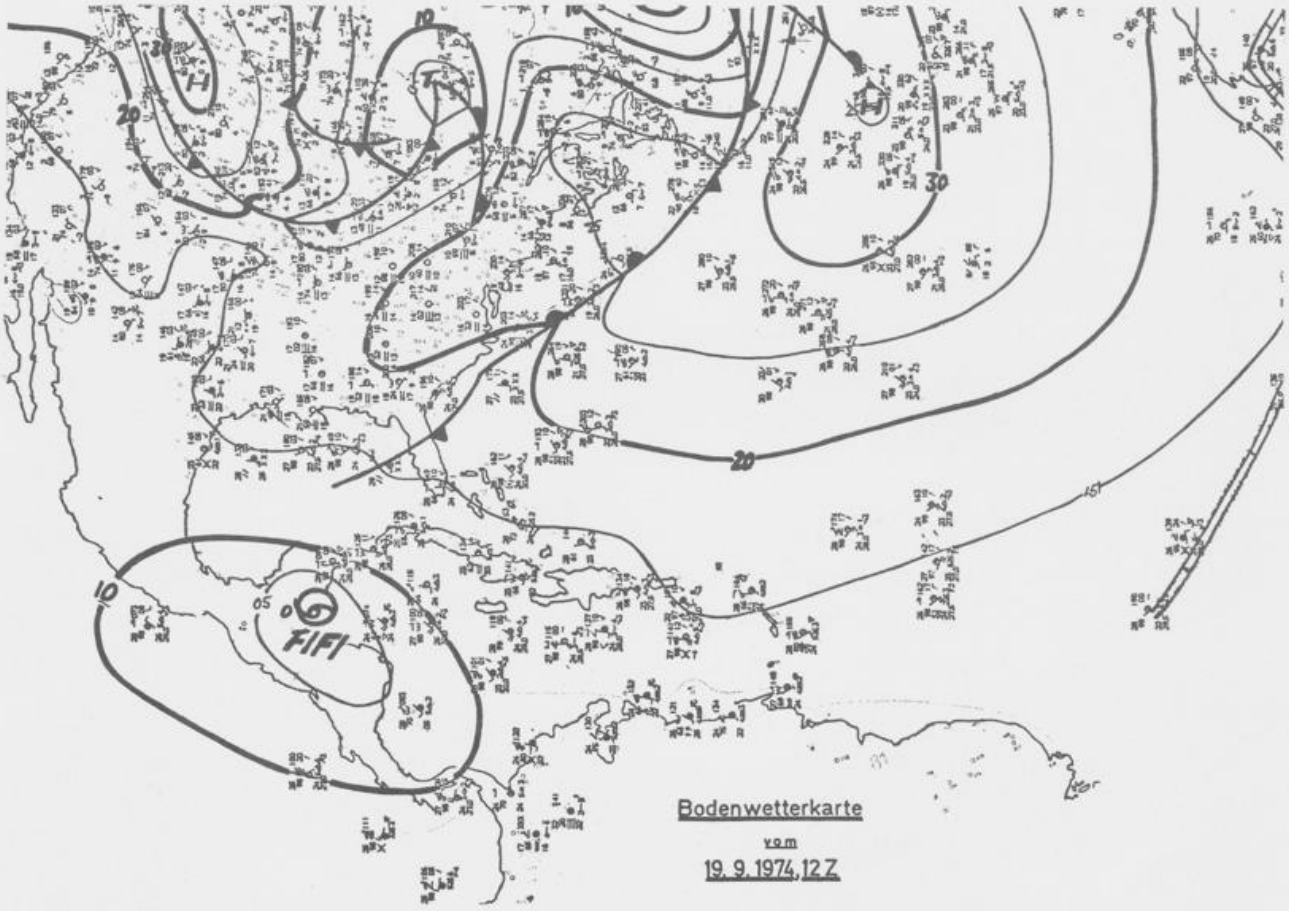


Abb. 17: Bodenwetterkarte vom 19.8.1974, 12 GMT

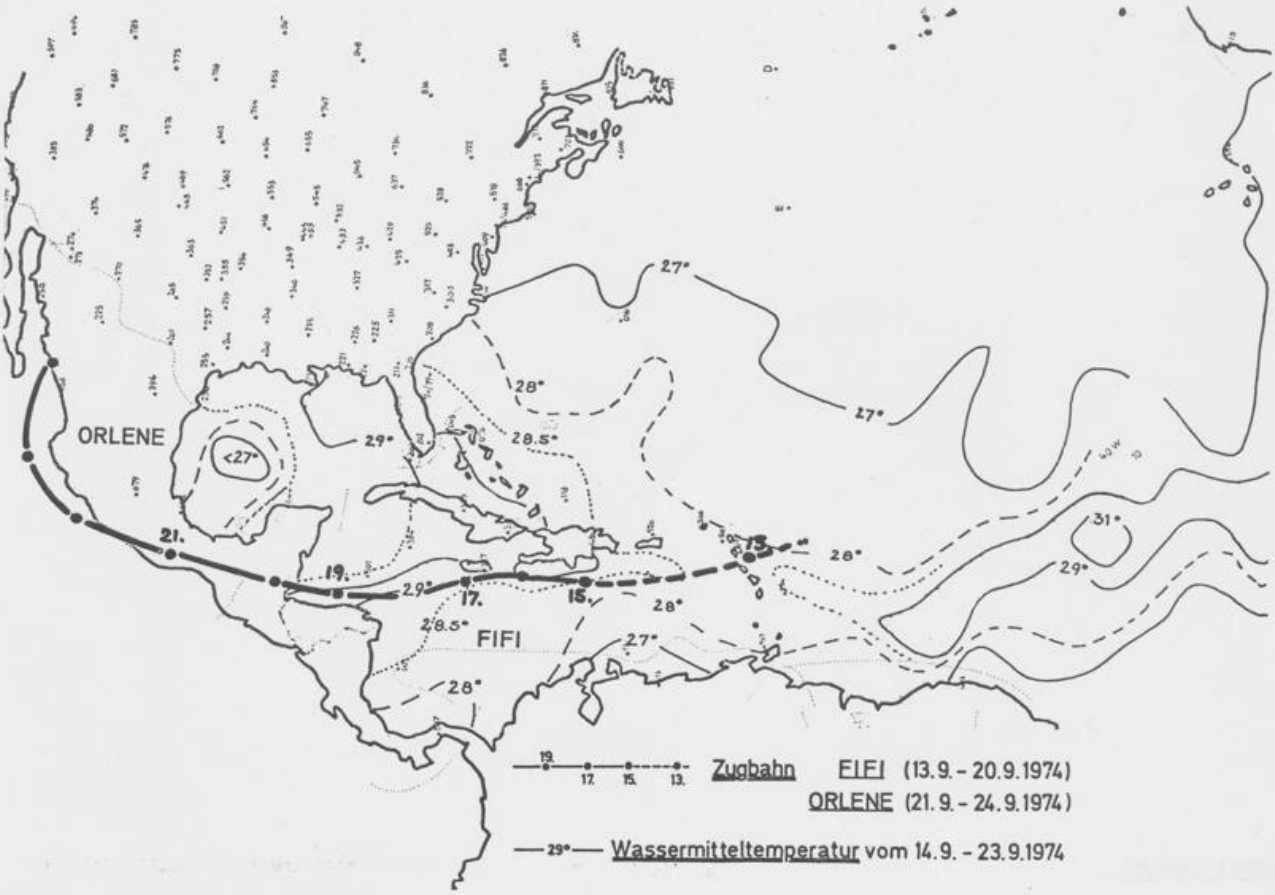


Abb. 18: Zugbahn von Hurrikan "Fifi" und Wassertemperaturen = 27 °C

Anmerkung:

Weiteres Bildmaterial kann beim Referat S 3, Zentralamt, Deutscher Wetterdienst, Postfach 185, 6050 Offenbach gegen Gebühr ausgeliehen oder gekauft werden.

10. März 1998

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL
Nr. 6a,b

551.509.2n (07)
160999

Übungswetterkarte Nr. 1
Winterlicher Kaltlufteinbruch
Wetterlage vom 14. Dezember 1947
mit Erläuterungen

Hamburg, 1990

DWD Offenbach / Bibliothek
B23029459

LR C(01)

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach/M.
98.319

Nr.1 Winterlicher Kaltlufteinbruch (Wetterlage vom 14 Dez 1947, 4 Uhr MEZ)

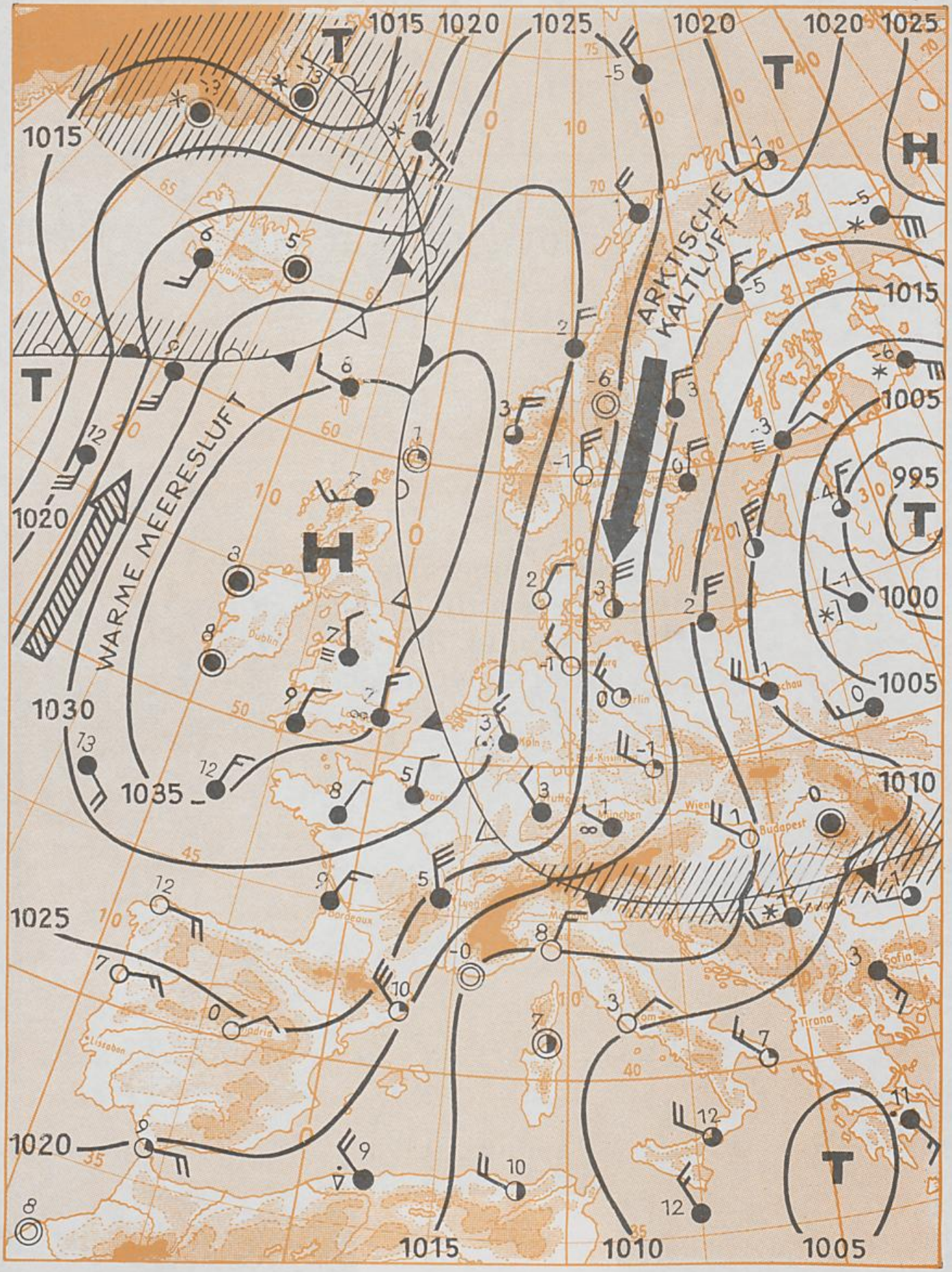


Abb. 1: Winterlicher Kaltlufteinbruch, als Beispiel: 14. Dezember 1947, 03 UTC

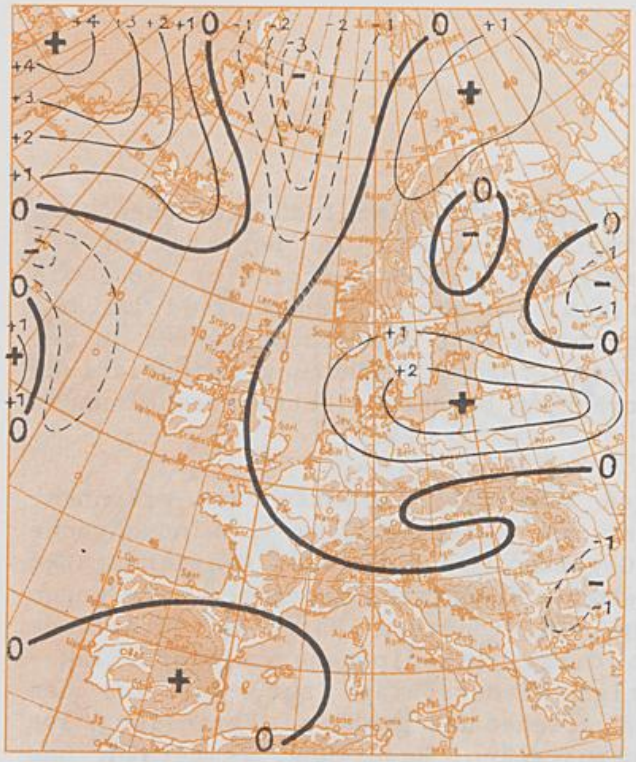


Abb. 2: Dreistündige Luftdruck-änderung in hPa 00-03 UTC

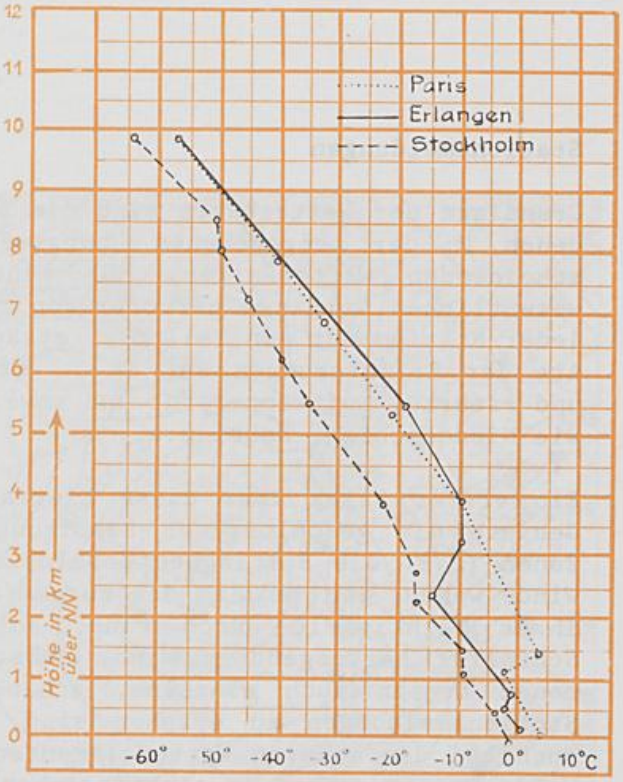


Abb. 3: Messungen der freien Atmosphäre von 3 UTC

Die Wetterkarte zeigt den Übergang zu winterlichem Wetter in Mitteleuropa. Zwischen einem Hochdruckgebiet über den Britischen Inseln und einem kräftigen Tief über Westrußland hat sich eine nördliche Strömung eingestellt, die vom Nordmeer bis nach dem Süden Mitteleuropas reicht und arktische Kaltluftmassen rasch südwärts vordringen läßt. An der Vordergrenze der Kaltluft treten nur an den Ostalpen und über dem Balkan, also nach dem Tiefdruckgebiet hin, Schneefälle auf. Weiter westlich, wo die Kaltfront nach Norden in das Hoch einmündet, ist sie nur an einem Temperatursprung zu erkennen. Während über Deutschland die Temperaturen in Bodennähe (2 m Höhe) wenig von 0 Grad verschieden sind, liegen sie über Mittelschweden teilweise unter -5 Grad.

Die Messungen aus der freien Atmosphäre lassen erkennen, daß die nach Süddeutschland eingebrochene Kaltluft in 1,5 - 2,5 km Höhe über 10 Grad kälter ist als die vorgelagerte, über Frankreich abfließende Luftmasse, während oberhalb 4 km Höhe nur geringe Temperaturunterschiede vorhanden sind (Aufstiege von Erlangen und Paris). Dagegen zeigt der Aufstieg von Stockholm eine in allen Schichten wesentlich kältere Luft, die mit der anhaltenden Nordströmung später nach Deutschland gelangt und auch hier zu mehrtägigem Frostwetter führt. Das Herannahen dieser kältesten Luft deutet sich in der Karte der Luftdruckänderung als Gebiet stärksten Luftdruckanstieges im Raume der mittleren Ostsee an. Mit der nördlichen Strömung wandert auch dieses Gebiet nach Mitteleuropa und führt hier zu einer Verstärkung des bereits vorhandenen Hochdruckkeiles. Derartige Wetterentwicklungen lassen sich gut verfolgen, wenn man die täglich erscheinenden Wetterkarten zu lesen versteht.

Erläuterungen:

- ○ wolkenlos
- ◔ heiter
- ◑ 1/2 bedeckt
- ◕ wolkig
- ● bedeckt
- ∞ Dunst
- = starker Dunst
- ≒ Bodennebel
- ≡ Nebel
- ≡ Staub- oder Sandsturm
- ⁺ Schneetreiben
- • Regen
- , Nieseln
- (•) Niederschlag in der Umgebung
- ✱ Schneefall
- •✱ Regen m. Schnee
- ↔ Eisnadeln
- ▽ Schauer
- △ Graupeln
- ▲ Hagel
- ⚡ Gewitter
- (⚡) Ferngewitter
- ⚡ Wetterleuchten
- •] nach Regen,
- ⚡] Gewitter usw.

Warmfront
Kaltfront
Okklusion

Windgeschwindigkeit

Symbol	m/sec.	km/h
○	still oder sehr schwach	
—	um 1	1 - 5
⟋	" 2,5	6 - 13
⟋	" 5	14 - 22
⟋	" 7,5	23 - 31
⟋	" 10	32 - 40
⟋	" 22,5	77 - 85
⟋	" 25	86 - 94

u.s.w.

1,8 km/h ≈ 1 Knoten

Beispiel:



Bedeckt, Wind: NNW 23-31 km/h oder 6-8 m/sec., Niederschlag in der Umgebung, Temperatur 3° C

Stationsmeldungen

Grundlage der Wetterkarte sind die Beobachtungen der einzelnen Stationen, von denen in der beigegebenen Übungswetterkarte (wie auch in den täglich erscheinenden Wetterkarten) nur eine geeignete Auswahl erscheint, um die wesentlichen Vorgänge hervortreten zu lassen. Aus dem gleichen Grund ist bei jeder Station nur ein Teil der tatsächlich gemeldeten Beobachtungswerte in der Art der Erläuterungen auf S. 3 eingetragen: Himmelsbedeckung, Windrichtung und -stärke, Lufttemperatur und soweit vorhanden besondere Wettererscheinungen wie Niederschlag, Nebel u.a..

Ein erster Blick über diese Eintragungen läßt schon Wesentliches erkennen. Gebiete mit geschlossener Bewölkung oder mit heiterem Himmel, windschwache Zonen (z.B. die Britischen Inseln) und Gegenden, wo mehr oder weniger starke Winde wehen, schließlich die zusammenhängenden Niederschlagsgebiete, die wegen ihrer Wichtigkeit durch eine, auf dem vollständigen Material basierende Schraffur hervorgehoben sind. Außerhalb dieser geschlossenen Niederschlagszonen treten auch einzelne, schauerartige Niederschläge auf, die aus den Stationsmeldungen zu ersehen sind. Eine solche unregelmäßige Verteilung ist auch bei den anderen Wetterelementen festzustellen: Bewölkung, Temperatur und Winde weisen selbst in einheitlichen Luftmassen gelegentlich starke Schwankungen von Ort zu Ort auf. Diese Streuung ist allgemein für die Natur der Wettererscheinungen charakteristisch, und eine wichtige Aufgabe besteht darin, die wesentlichen Vorgänge zu erfassen und die Abweichungen zu deuten.

Luftdruck und Luftbewegung

Die Verteilung des Luftdrucks, dessen Einzelwerte in den Übungskarten nicht erscheinen, ist durch Isobaren dargestellt, die in Abständen von 5 hPa gezeichnet sind. die Bedeutung des Isobarenbildes liegt neben der Festlegung der einzelnen Hoch- und Tiefdruckgebiete mit ihren Keilen und Ausläufern vor allem in der Darstellung der Luftströmung, die nach dem barischen Windgesetz annähernd parallel zu den Isobaren verläuft und umso stärker ist, je enger die Isobaren aneinanderliegen. Unter Strömung ist dabei die mittlere Bewegung einer mehrere hundert Meter mächtigen Luftmasse zu verstehen.

Die eingezeichneten, nur wenige Meter über dem Erdboden gemessenen Winde (auch Kirchturmshöhe ist keineswegs als ungestört anzusehen) weichen je nach der örtlichen Umgebung der Station in Richtung und Stärke mehr oder weniger von der allgemeinen, meist recht gleichmäßigen Strömung ab, ähnlich wie der Wind in den Straßen einer Stadt unregelmäßig aus verschiedenen Richtungen zu wehen pflegt. Dagegen nimmt z.B. ein Luftballon, der über die Stadt hinweg schwebt, seinen Weg annähernd gradlinig. Zur Veranschaulichung ist die Bewegung der Hauptluftmassen durch (bei Kaltluft ausgefüllte, bei Warmluft schraffrierte) Strömungspfeile hervorgehoben.

Fronten und Niederschläge

Andere, in gleicher Weise wichtige Merkmale der Wetterkarte sind die sogenannten Fronten (Warmfront, Kaltfront und die durch Zusammenlauf beider entstehende "Okklusion"=Zusammenschluß), die Luftmassen verschiedener Herkunft gegeneinander abgrenzen. Eine **Warmfront** ist dort gezeichnet, wo eine warme Luftmasse gegen eine vor ihr liegende kältere Luft vordringt (Beispiel: Shetland-Inseln mit Temperaturanstieg von 1 °C auf 8 °C vom 14. zum 15.). Erfolgt dieses Vordringen rasch genug, so daß die Kaltluft nicht vorher abfließen kann, kommt es zum Aufgleiten und damit zu verbreitetem, meist gleichmäßigem Niederschlag ("Landregen" bzw. Schneefall).

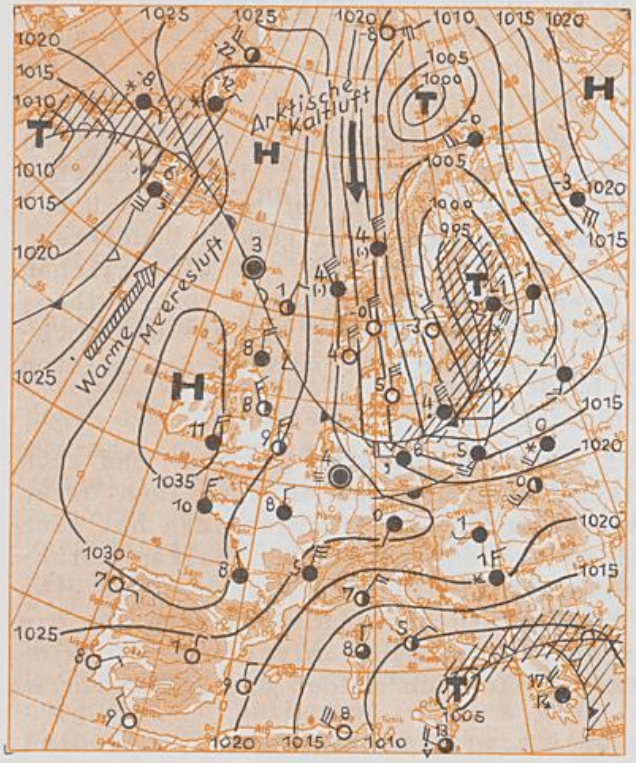


Abb. 4:
Wetterlage vom 13. Dez. 1947, 03 UTC

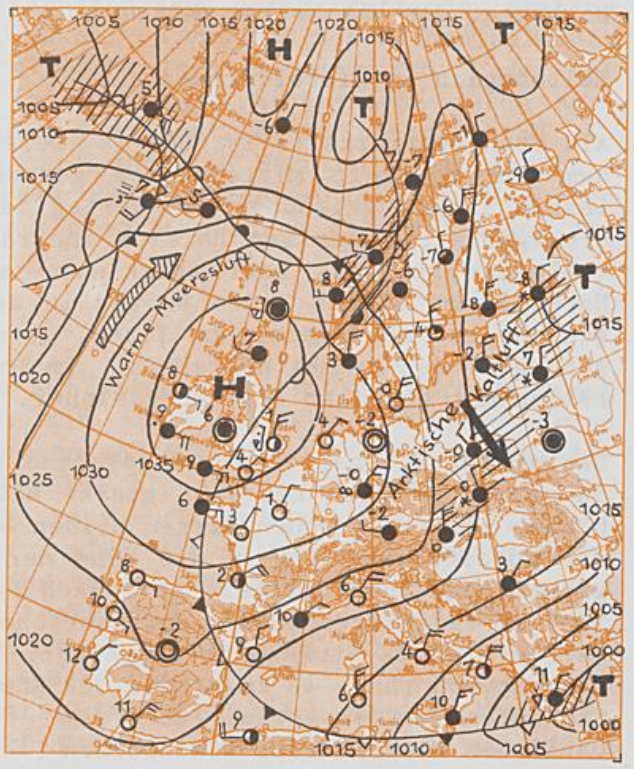


Abb. 5:
Wetterlage vom 15. Dez. 1947, 03 UTC

Umgekehrt spricht man von einer **Kaltfront**, wenn sich eine kalte, spezifisch etwas schwerere Luftmasse unter eine wärmere schiebt (Beispiel: Berlin vom 13. zum 14. mit Temperaturrückgang um 8 °C), wobei es häufig zu ungleichförmigen, schauerartigen Niederschlägen, im Sommer vielfach zu Gewittern kommt. Die **Okklusion** hat je nach dem Temperaturunterschied zwischen den davor liegenden und nachfolgenden Luftmassen Warmfront- oder Kaltfrontcharakter. Ein Blick auf die Wetterkarte zeigt, daß die Niederschlagsgebiete meist streifenförmig an den Fronten liegen, wo es durch das Gegeneinanderströmen verschiedener Luftmassen zu Aufwärtsbewegungen und damit zur Kondensation kommt. Unabhängig von Fronten treten vor allem an Gebirgen Niederschläge auf, wenn eine genügend feuchte Luftmasse gegen die Hänge anströmt und so durch Hebung und Abkühlung zum Ausregnen oder -schneien gebracht wird.

Vorgeschichte des Kaltlufteinbruchs

Die vorliegende Serie von Wetterkarten zeigt den Übergang zu winterlichem Wetter um Mitte Dezember 1947, nachdem die erste Hälfte des Monats im Durchschnitt zu mild ausgefallen war. Aus südwestlichen bis westlichen Richtungen war nach Mitteleuropa immer wieder Meeresluft gelangt, in der bei starker Bewölkung die Temperaturen meist einige Grad über dem Gefrierpunkt lagen. Am 9. Dezember hatte sich über den Britischen Inseln ein Hochdruckgebiet aufgebaut, das sich in den folgenden Tagen als recht beständig erwies und insofern eine Änderung der Großwetterlage bewirkte, als die atlantischen Tiedruckgebiete nach Nordeuropa abgelenkt wurden und deshalb Mitteleuropa nur mit ihren südlichen Frontausläufern streifen konnten. Am 12. Dezember überquerte Norddeutschland eine Warmfront, hinter der es noch einmal recht mild wurde und die Temperaturen auf 7 - 8 Grad anstiegen. Am 13. Dezember (Abb. 4) verlief sie vom deutschen Mittelgebirge über Polen hinweg zu einem kräftigen Tief, das

sich in vorangegangenen 24 Stunden über Skandinavien entwickelt hatte, Gleichzeitig weitete sich das britische Hoch durch einen Keil nach Grönland aus. Auf diese Weise kam es zur Ausbildung einer ausgedehnten und ziemlich kräftigen nördlichen Strömung, mit der die im Nordmeer bereitliegende arktische Kaltluft über Südskandinavien hinweg in Bewegung gesetzt wurde. Damit war der Kaltlufteinbruch, der das Wetter der nächsten Tage bestimmte, eingeleitet.

Kältebeginn in Mitteleuropa

Als Übungswetterkarte ist der 14. Dezember ausgewählt worden, also der Tag, an dem die Kaltluft Mitteleuropa gerade überflutet hat. Über den Britischen Inseln liegt, gegenüber dem Vortag leicht verstärkt, ein umfangreiches Hochdruckgebiet, in dessen Bereich innerhalb der Meeresluft allgemein bedecktes, teilweise nebliges oder stark dun- stiges Wetter herrscht. In winterlichen Hochs kommt dieses trübe Wetter in den Niederungen häufig vor. Die Wolkenschicht ist aber meist nur flach, so daß in höheren Lagen (Mittel- und Hochgebirge) der Himmel heiter ist. Im Sommer geht hoher Luftdruck in den meisten Fällen mit geringer Bewölkung einher.

Das am Vortag über Finnland gelegene Tief ist nach Südosten gezogen und auch in seinem Bereich herrscht starke Bewölkung vor, aus dem an einzelnen Orten Schnee fällt. Zwischen diesen beiden beherrschenden Luftdruckgebilden hat sich die Nordströmung bis in die Nähe der Alpen und zum nördlichen Balkan durchgesetzt und damit kältere Luft nach Deutschland ein fließen lassen. Die etwa 1000 km lange Strecke von der deutschen Ostseeküste bis nach Südungarn hat die Kaltluft in 24 Stunden zurückgelegt. Das entspricht einer mittleren Geschwindigkeit von rund 40 km/h oder 22 Knoten. Tatsächlich melden die Stationen im Stationen im Ostseeraum über dem östlichen Mitteleuropa Windstärken von 15 - 30 Knoten, so daß diese Winde mit der durchschnittlichen Geschwindigkeit der Luftmasse recht gut übereinstimmen. Weiter westlich in der Nähe des Hochdruckgebietes sind Frontgeschwindigkeit und Windstärken geringer.

Die mit Radiosonden durchgeführten Aufstiege von Erlangen (Abb. 6) zeigen, daß die Abkühlung vom 13. und 14. Dezember hauptsächlich in 1 - 3 km Höhe eingetreten ist, während in den tieferen Schichten die Temperaturänderungen zunächst gering bleiben. Bis zum nächsten Tage setzt sich die Abkühlung auch weiter unten und in größeren Höhen durch; die Kaltluft ist also kein einheitliches Ganzes, sondern schichtweise aufgebaut. Innerhalb der Kaltluft kommt es in dem Streifen zwischen Hamburg und Budapest, der am Vortag bedeckt war, zu Aufheiterung, während in Süd- und Westdeutschland in der Nähe der Nähe der Kaltfront die Bewölkung noch geschlossen bleibt. Bei Köln wird sogar ein Schauer beobachtet.

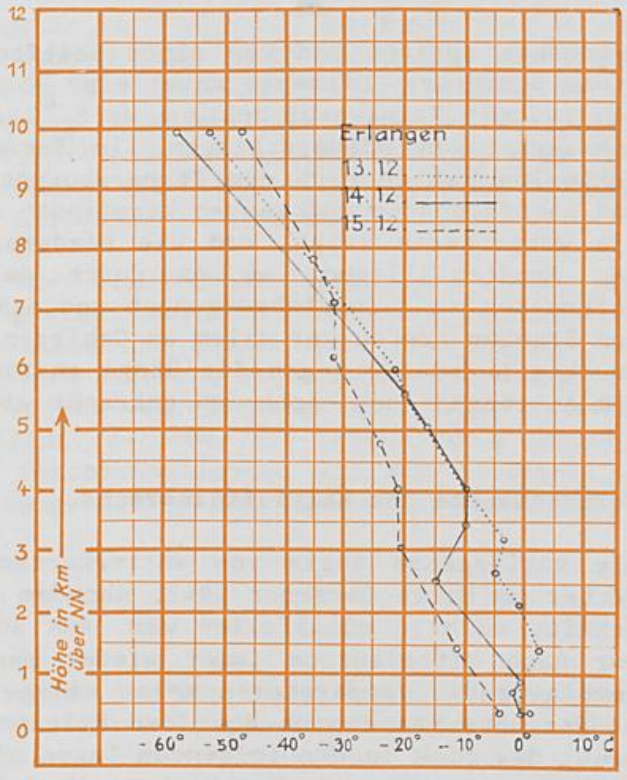


Abb. 6: Messungen der freien Atmosphäre, jeweils um 03 UTC

Die in der Wetterkarte enthaltenen Bodentemperaturen, die einheitlich in Thermometerhütten in 2 m Höhe gemessen werden, zeigen oft recht unterschiedliche Werte, weil sie stark von den örtlichen Verhältnissen der betreffenden Station abhängig sind. So meldet z.B. Marseille, obwohl es von der nördlichen Kaltluft am 14. Dezember früh sicher noch nicht erreicht ist, geringen Frost, der bei klarem Himmel und völliger Windstille in der langen Winternacht durch Ausstrahlung entstanden ist, sich aber nur auf die untersten Luftschichten beschränkt. Aus den Aufstiegen von Paris, Erlangen und Stockholm ist ersichtlich, daß oberhalb 1 km Höhe die Temperaturunterschiede merklich größer sind als unten, weshalb die Messungen aus der freien Atmosphäre zur Auffindung der Fronten besonders wichtig sind.

Fortgang und Abschluß der Kälteperiode

Dem Kaltluftstrom über Europa stand ein auf Island gerichteter Warmluftstrom über dem atlantischen Ozean gegenüber. Ein schmaler Sektor dieser warmen Meeresluft gehörte zu einer bis nach Ostgrönland mit einem großem Schneefallgebiet vorgedrungenen Störung. Diese schwenkte bis zum 15. Dezember nach Südnorwegen um (Abb. 5) und rief am nächsten Tage auch im westlichen Deutschland verbreitete Schneefälle hervor, wobei sich aber die wärmere, in weitem Umweg von Nordwesten gekommene Luft nur in höheren Schichten bemerkbar machte und die untere Kaltluft nicht wegzuräumen vermochte. Damit schritt die Einwinterung fort. Es entstand eine geschlossene Schneedecke, über der in den nachfolgenden klaren Nächten verbreitet Fröste unter -10 °C, stellenweise bis nahe -20 °C auftraten. Dieses Winterwetter fand erst nach dem 20. Dezember sein Ende, indem das um Monatsmitte nach Norden ausgeweitete britische Hoch wieder eine südlichere Lage einnahm und die europäische Nordströmung durch mehr westliche Luftzufuhr abgelöst wurde.

5. MAI 1967

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 6a

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach/M.
Zu 17 1263

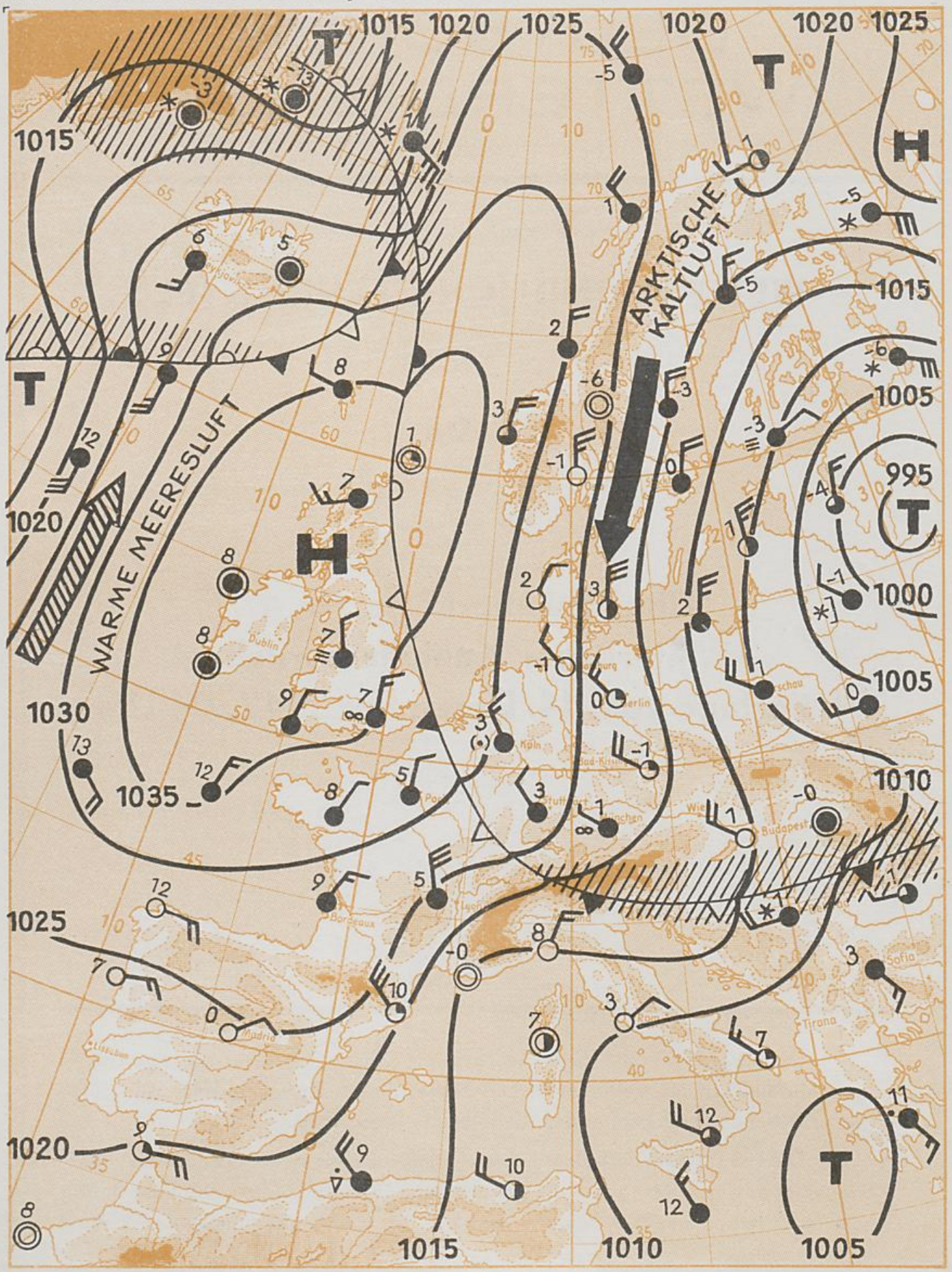
Übungswetterkarte Nr. 1
Winterlicher Kaltlufteinbruch
Wetterlage vom 14. Dezember 1947, 04 Uhr

Der Deutsche Wetterdienst bearbeitet in seinem Sonderreferat Unterricht und Lehrmittel solche wetterkundlichen Stoffe, die als Anregung oder Hilfe für den praktischen Unterricht in der Wetterkunde gedacht sind.

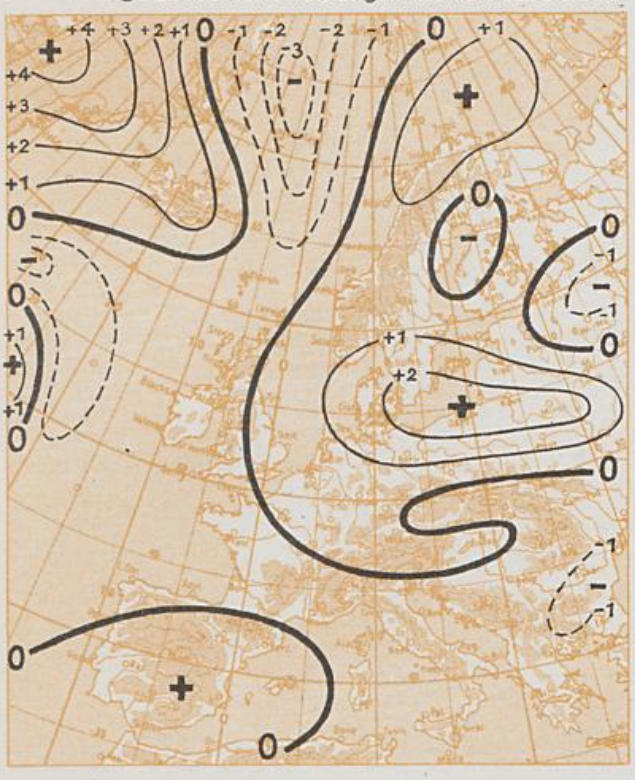
Die Herausgabe derartiger Lehrstoffe läßt im übrigen dem Lehrer die volle Freiheit über den Umfang und die Art der Behandlung im Unterricht. Eine stoffliche oder lehrplanmäßige Bindung wird mit der Herausgabe dieser Lehrstoffe nicht angestrebt.

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036495
I 1967]
LR (101)

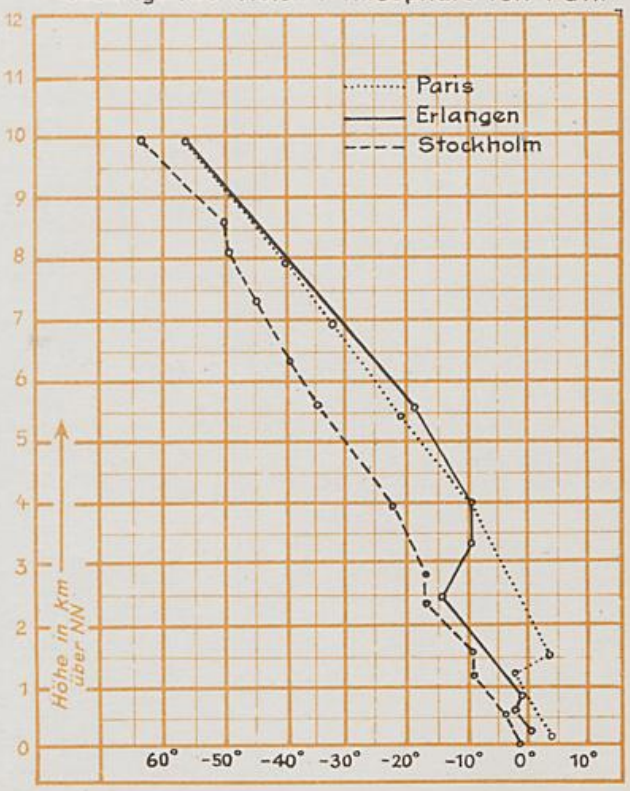
Nr.1 Winterlicher Kaltlufteinbruch (Wetterlage vom 14. Dez. 1947, 4 Uhr MEZ)



Dreistündige Luftdruckänderung in mb von 1 bis 4 Uhr



Messungen der freien Atmosphäre von 4 Uhr



Die Wetterkarte zeigt den Übergang zu winterlichem Wetter in Mitteleuropa. Zwischen einem Hochdruckgebiet über den Britischen Inseln und einem kräftigen Tief über Westrussland hat sich eine nördliche Strömung eingestellt, die vom Nordmeer bis nach dem Süden Mitteleuropas reicht und arktische Kaltluftmassen rasch südwärts vordringen lässt. An der Vordergrenze der Kaltluft treten nur an den Ostalpen und über dem Balkan, also nach dem Tiefdruckgebiet hin, Schneefälle auf. Weiter westlich, wo die Kaltfront nach Norden in das Hoch einmündet, ist sie nur an einem Temperatursprung zu erkennen. Während über Deutschland die Temperaturen in Bodennähe (2 m Höhe) wenig von 0 Grad verschieden sind, liegen sie über Mittelschweden teilweise unter −5 Grad. Die Messungen aus der freien Atmosphäre lassen erkennen, dass die nach Süddeutschland eingebrochene Kaltluft in 1,5 – 2,5 km Höhe über 10° kälter ist als die vorgelagerte, über Frankreich abfliessende Luftmasse, während oberhalb 4 km Höhe nur geringe Temperaturunterschiede vorhanden sind (Aufstiege von Erlangen und Paris). Dagegen zeigt der Aufstieg von Stockholm eine in allen Schichten wesentlich kältere Luft, die mit der anhaltenden Nordströmung später nach Deutschland gelangt und auch hier zu mehrtägigem Frostwetter führt. Das Herannahen dieser kältesten Luft deutet sich in der Karte der Luftdruckänderung als Gebiet stärksten Luftdruckanstieges im Raume der mittleren Ostsee an. Mit der nördlichen Strömung wandert auch dieses Gebiet nach Mitteleuropa und führt hier zu einer Verstärkung des bereits vorhandenen Hochdruckkeiles.
Derartige Wetterentwicklungen lassen sich gut verfolgen, wenn man die tägl. erscheinenden Wetterkarten zu lesen versteht.

mb
1060
1050
1040
1030
1020
1010
1000
990
980
970
960
950
940

Erläuterungen:

- ○ wolkenlos
- ◔ heiter
- ◑ ½ bedeckt
- ◕ wolkig
- ● bedeckt
- ∞ Dunst
- = starker Dunst
- := Bodennebel
- ≡ Nebel
- Staub- oder Sandsturm
- Schneetreiben
- • Regen
- , Nieseln
- (•) Niederschlag in der Umgebung
- ✳ Schneefall
- •✳ Regen m. Schnee
- ↔ Eisnadeln
- ▽ Schauer
- △ Graupeln
- ▲ Hagel
- Gewitter
- (Gewitter) Ferngewitter
- Wetterleuchten
- •] nach Regen,
- Gewitter usw.

Warmfront
Kaltfront
Okklusion

Windgeschwindigkeit

Symbol	m/sec.	Km/h
○ = still oder sehr schwach		
um	1	1 – 5
"	2,5	6 – 13
"	5	14 – 22
"	7,5	23 – 31
"	10	32 – 40
"	22,5	77 – 85
"	25	86 – 94

u.s.w.

1,8 Km/h ≈ 1 Knoten

Beispiel: Köln



Bedeckt,
Wind: NNW
23-31 km/h
oder 6-8 m/sec.,
Niederschlag in
der Umgebung,
Temperatur 3° C

10. März 1998

DEUTSCHER
WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 6c, d

157.509.21 (07) 161000

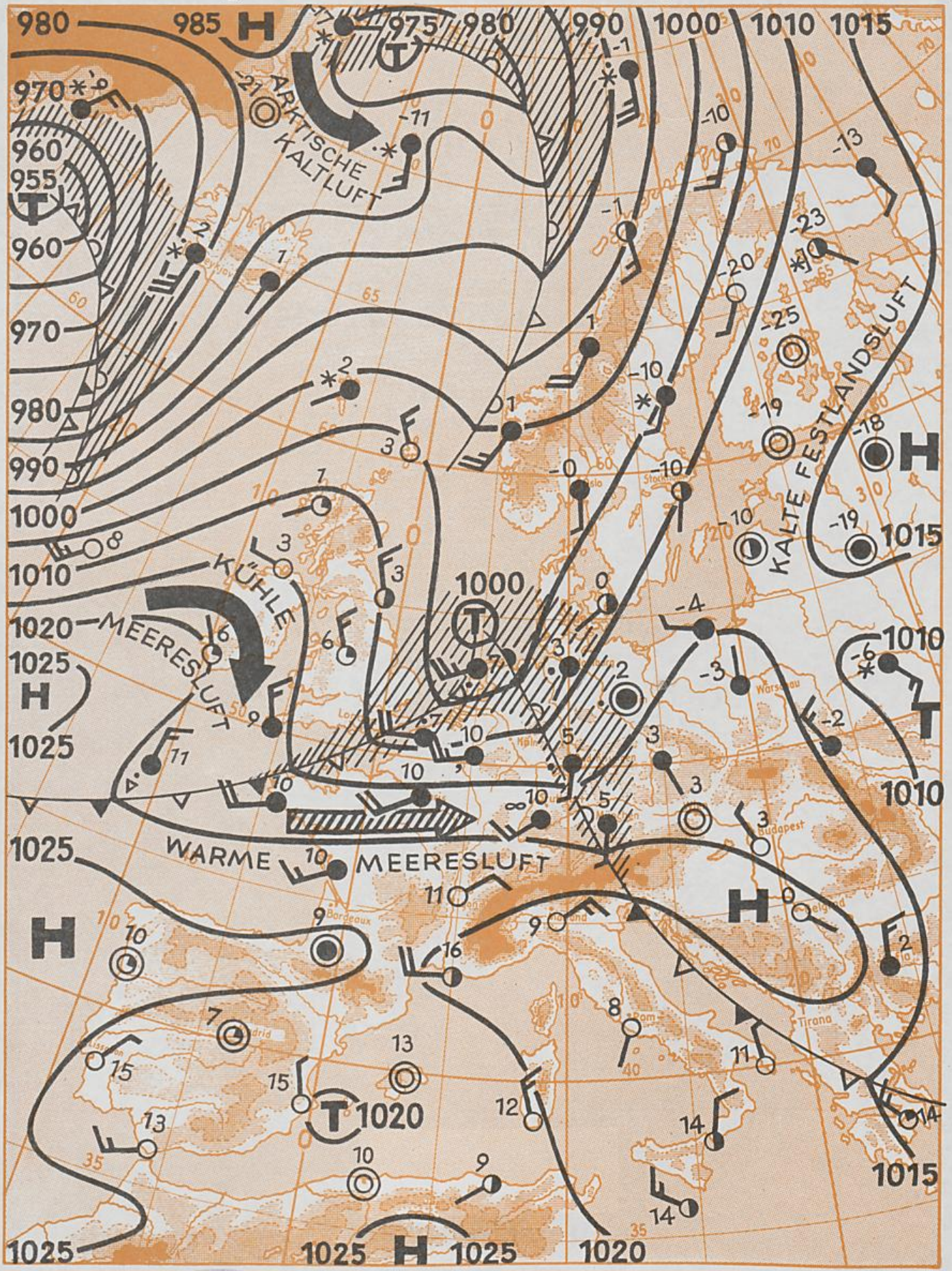
Übungswetterkarte Nr. 2
mit Erläuterungen
Tiefdruckgebiet über der Nordsee
Wetterlage vom 18. März 1948

DWD Offenbach / Bibliothek
B23029411

Hamburg 1990

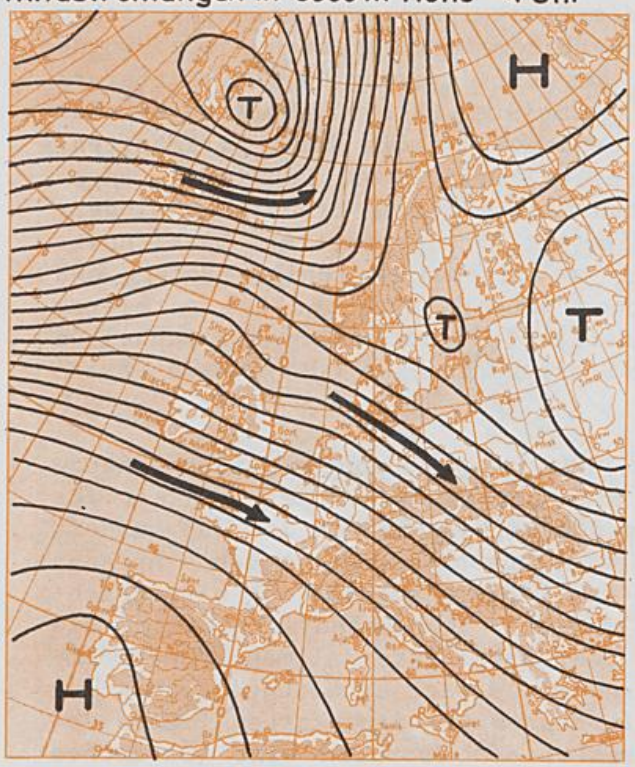
I a LR (101)

Nr. 2 Tiefdruckgebiet über der Nordsee (Wetterlage vom 18. März 1948 04 Uhr MEZ)

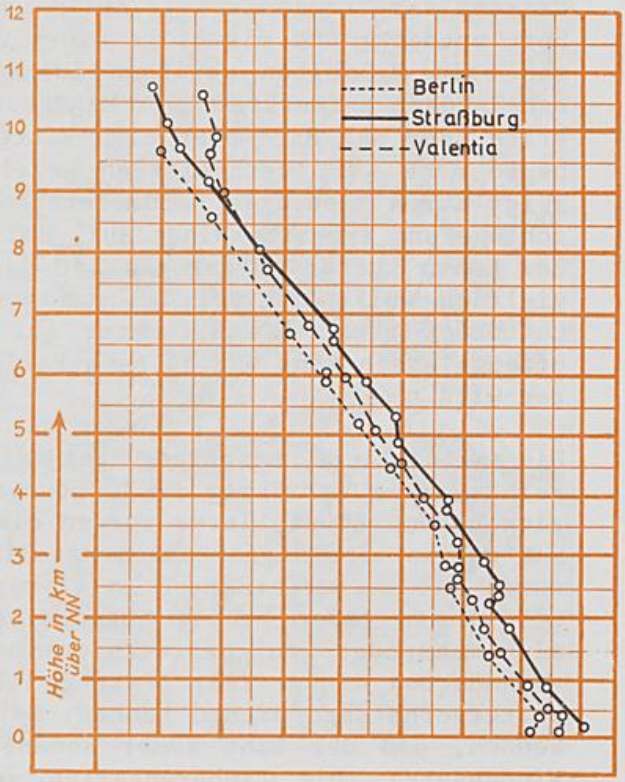


Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach / M.
98.320

Windströmungen in 5000 m Höhe 4 Uhr



Messungen der freien Atmosphäre von 4 Uhr



Ein Tiefdruckgebiet, das am Vortage über dem Atlantischen Ozean noch westlich von Island lag, ist am Morgen des 18. März mit 998 hPa über der Nordsee angelangt. In dem flachen vorgelagerten Hochdruckkeil herrscht östlich der Oder leichter Frost. Von Frankreich her dringt mit westlichen Winden warme Meeresluft vor, der "Warmsektor" des Tiefs. Nicht nur in den Bodenmeldungen ist ein deutlicher Temperaturunterschied zu erkennen, sondern auch die Messungen in der freien Atmosphäre zeigen, daß die Luft über Straßburg bis in große Höhen 6-8 Grad wärmer ist als über Berlin. Vor der Warmfront fällt in einem 200-300 km breiten Streifen Regen, der durch "Aufgleiten" der feuchtwarmen Luftmassen auf der östlichen Kaltluft hervorgerufen wird. Im Warmsektor kommt es bei überwiegend bedecktem Himmel örtlich zu Sprühregen; nur in der Umgebung des Tiefdruckzentrums hängt das große deutsche Niederschlagsgebiet mit einem kleineren Regengebiet zusammen, das sich entlang der Kaltfront in einzelne Schauer auflöst. Die hinter der Kaltfront südostwärts strömende kühle Meeresluft ist nach der Beobachtung in Valentia (Südirland) auch in der Höhe mehrere Grad kälter als die Warmluft, aber nicht so kalt wie die Kaltluft im Osten. Das Tiefdruckgebiet befindet sich mit den Fronten noch in rascher Bewegung. Seine Zugrichtung wird durch die Strömung in den oberen Luftschichten bestimmt, die über Mitteleuropa eine Wendung von West auf Nordwest zeigt und den Tiefdruckkern am nächsten Tage bis zu den Karpaten gelangen läßt.

Erläuterungen:

- ○ wolkenlos
- ◔ heiter
- ◑ 1/2 bedeckt
- ◕ wolkig
- ● bedeckt
- ∞ Dunst
- = starker Dunst
- ∴ Bodennebel
- ≡ Nebel
- Staub- oder Sandsturm
- Schneetreiben
- • Regen
- , Nieseln
- (•) Niederschlag in der Umgebung
- ✳ Schneefall
- •✳ Regen m. Schnee
- ↔ Eisnadeln
- ▽ Schauer
- △ Graupeln
- ▲ Hagel
- Gewitter
- (Gewitter) Ferngewitter
- Wetterleuchten
- •] nach Regen,
- Gewitter usw.

Warmfront
Kaltfront
Okklusion

Windgeschwindigkeit

Symbol	m/sec.	km/h
○ = still oder sehr schwach		
um	1	1 - 5
"	2,5	6 - 13
"	5	14 - 22
"	7,5	23 - 31
"	10	32 - 40
"	22,5	77 - 85
"	25	86 - 94

u.s.w.

1,8 km/h ≈ 1 Knoten

Beispiel:



Bedeckt,
Wind: NNW
23-31 km/h
oder 6-8 m/sec.,
Niederschlag in
der Umgebung,
Temperatur 3°C

Nachdem der Italiener Torricelli um 1650 die Druckwirkung der atmosphärischen Luft entdeckt und mit Hilfe eines Quecksilberbarometers gemessen hatte, wurde man bald auf einen gewissen Zusammenhang des Luftdruckes mit den Wettererscheinungen aufmerksam. Der Magdeburger Bürgermeister Otto v. Guericke war der erste, der das Barometer als "Wetterglas" benutzte und die damit verknüpften, heute noch weit verbreiteten Regeln aufstellte. Bei tiefem Luftdruck, angezeigt durch niedrigen Barometerstand, treten häufig starke Bewölkung, Niederschläge und lebhafte Winde auf, üblicherweise mit "Schlechtwetter" bezeichnet. Bei hohem Luftdruck dagegen ist das Wetter im allgemeinen ruhig, trocken und vielfach wolkenarm, so daß man von "schönem Wetter" spricht. Bei mittlerem Luftdruck steht das Barometer auf "Veränderlich", womit beide Möglichkeiten offengelassen sind und je nach Fallen oder Steigen die eine oder andere erwartet wird.

Die alltägliche Erfahrung zeigte jedoch, daß die genannten Zusammenhänge keineswegs zuverlässig sind, sondern nur eine gewisse Wahrscheinlichkeit für sich haben. Etwas klarer wurden die Zusammenhänge, als man im 19. Jahrhundert mit der kartenmäßigen Zusammenstellung von Wetterbeobachtungen begann. Anfangs wurde in die Wetterkarten in erster Linie die Luftdruckverteilung eingezeichnet. Diese zeigt häufig abgeschlossene Tiefdruck- und Hochdruckgebiete, die sich mehr oder weniger rasch fortbewegen, aber dabei unter allmählicher Formveränderung einige Zeit bestehen bleiben und mit dieser Erhaltungsneigung zur Wettervorhersage dienen können. Bereits die ersten Luftdruckkarten ließen erkennen, daß der Wind immer annähernd parallel den Isobaren weht (barisches Windgesetz). Die Isobarenkarten vermitteln also ein Bild von Richtung und Stärke der Luftströmung (z.B. Sturmzentren), stehen aber - wie der örtliche Barometerstand - mit den übrigen Wettererscheinungen nur in weitläufigem Zusammenhang. Erst als im 2. Jahrzehnt unseres Jahrhunderts die "Fronten" entdeckt wurden, gelang es, die Vorgänge der Bewölkungs- und Niederschlagsbildung genauer zu erfassen und in ihrem zeitlichen Ablauf zu verfolgen.

Etwa 10 Jahre später wurden mit den wachsenden Anforderungen des Flugverkehrs die regelmäßigen Wetterbeobachtungen - anfangs mit Hilfe von Flugzeugen, später durch Einführung von Radiosonden- und Satellitenbeobachtungen - auch auf die freie Atmosphäre ausgedehnt und damit eine dreidimensionale Betrachtung der atmosphärischen Vorgänge ermöglicht. Bodenwetterkarten mit Isobaren und Fronten sowie Höhenwetterkarten sind heute das Rüstzeug der Wetterkunde. In den Tagen vom 17. - 19.3.1948 zeigt die Wetterlage den typischen Entwicklungsgang eines Tiefdruckgebietes von einer flaches Wellenstörung bis zur völligen Okklusion. Der Höhepunkt wird am 18. in Gestalt einer "Idealzyklone" erreicht (unter Zyklone versteht man ein Tief als Luftdruckgebilde mit dem zugehörigen Frontensystem), wie sie der Norweger v. Bjerknes in seiner Zyklonentheorie beschrieben hat und die sich am besten zur Demonstration der verschiedenen mit einem Tiefdruckgebiet (häufig auch "Störung" genannt) verbundenen Wettererscheinungen eignet.

Voraussetzung für die Bildung eines Tiefs ist stets das Zusammentreffen verschieden warmer Luftmassen. In unserem Beispiel strömt am Morgen des 17. kühle Meeresluft, die vom Nordwestatlantik herkommt, westlich von Irland annähernd parallel mit wärmerer und vor allem feuchterer, dem Azorenraum entstammender Luft in östlicher Richtung (Abb.1). Der Temperaturunterschied beider Luftmassen beträgt in den unteren Schichten etwa 4-6 Grad, ihre Abgrenzung ist als schwache Front ausgebildet, an der leichter Sprühregen beobachtet wird. Etwa 1000 km westlich der irischen Küste deutet sich ein flacher länglicher Tiefdruckkern von etwa 1012 hPa an, der gerade dort liegt, wo sich die Luftmassengrenze zu einer leichten wellenförmigen Ausbuchtung deformiert hat. In diesem Stadium spricht man von einer "Wellenstörung", die häufig eng begrenzt und deshalb auf dem Ozean mit seinem weniger dichten Beobachtungsnetz nicht immer leicht zu erkennen ist. Ihre Kennzeichen sind schwache Winde, ein schmales, langgestrecktes Niederschlagsgebiet und fallender Luftdruck auf der Vorderseite.

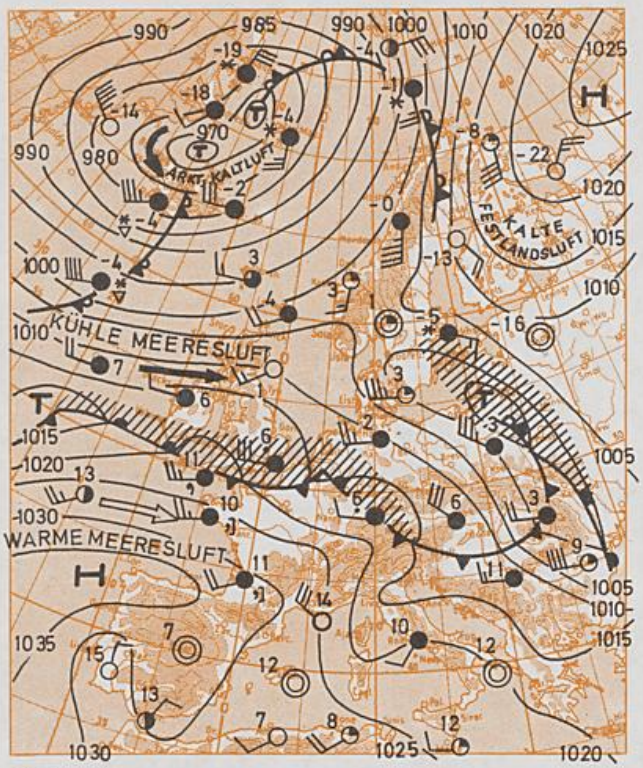


Abb. 1:
Wetterlage vom 17.03.1948, 04 Uhr MEZ

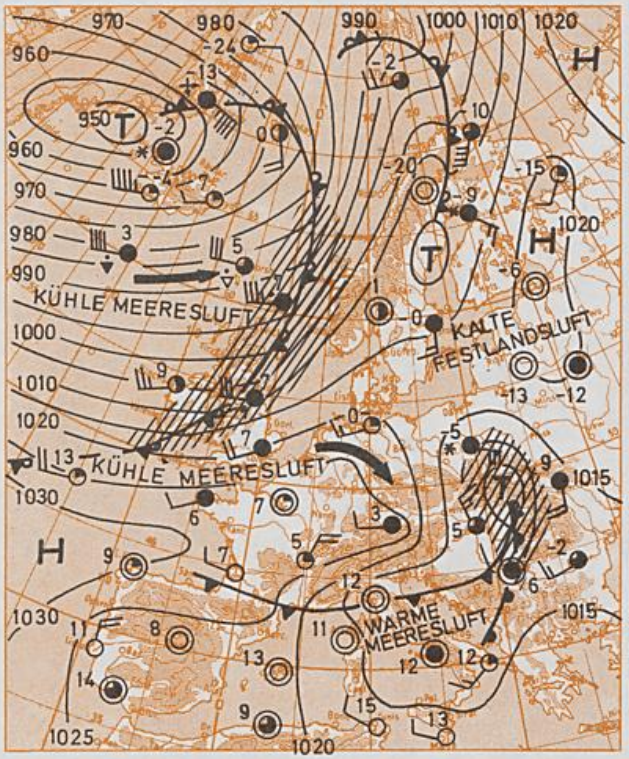


Abb. 2:
Wetterlage vom 19.03.1948, 04 Uhr MEZ

Am Abend des gleichen Tages hat sich der Tiefdruckkern auf 1005 hPa verstärkt und die Irische See erreicht. Von ihm gehen Warmfront und Kaltfront schon annähernd rechtwinklig aus. Im Osten Englands fällt mäßiger Regen, in Irland treten bereits schauerartige Niederschläge auf.

Bis zum Morgen des 18. ist der Luftdruck im Zentrum des Tiefs auf etwa 998 hPa gefallen, und das ganze Gebilde hat 2000 km zurückgelegt, was einer Geschwindigkeit von etwa 80 km/h entspricht. Der Warmsektor bildet zum Tiefkern hin nur noch einen spitzen Winkel, beginnt sich also merklich zu verkleinern. Die Warmfront, die am Abend noch an der französischen Ostgrenze lag, hat sich bis zur Weser vorgeschoben, also nur mit 25-30 km/h. Diese gegenüber dem Tiefkern wesentlich geringere Geschwindigkeit findet ihre Erklärung darin, daß das Fortschreiten des tiefsten Luftdruckes ein wellenförmiger Vorgang ist, der rascher verläuft als die Bewegung der umgebenden materiellen Teilchen, etwa in ähnlicher Weise wie die Wellen auf einer Wasseroberfläche die wirkliche Wasserbewegung an Geschwindigkeit weit übertreffen. Auch die Warmfront selbst rückt langsamer vor als die Winde in ihrer Umgebung; die Warmluft strömt nämlich durch die Front hindurch und gleitet dabei an der vorgelagerten Kaltluft wie auf einer schiefen Ebene in die Höhe. Die damit verbundene Hebung bedingt

Abkühlung, Kondensation und schließlich Niederschlagsbildung. Dementsprechend beginnt der Wolkenschirm weit vor der Warmfornt in Höhen von 8-12 km als Cirrus, der über Cirro-Stratus in Altostratus und endlich in den mehrere Kilometer mächtigen Nimbostratus übergeht. Die Warmfront ist also die hintere Begrenzung des Aufgleitprozesses, der sich in der Höhe über der Kaltluft abspielt.

Im Warmsektor ist die Wolkendecke meistens geschichtet. Ob es zur Auflockerung kommt, hängt von der Feuchtigkeit der Warmluft und der Breite des Warmsektors ab. Wenn in der kalten Jahreszeit warme Meeresluft auf kältere Teile des Festlandes gelangt, bleibt die untere Wolkenschicht meistens geschlossen. Im Sommer herrscht dagegen im Warmsektor häufig freundliches und trockenes Wetter. Wesentlich anders sind die Bedingungen an der Kaltfront. Die spezifisch schwerere Kaltluft schiebt sich mit der Geschwindigkeit der bodennahen Strömung

unter die Warmluft und läßt sie je nach der Größe des Temperaturunterschiedes mehr oder weniger kräftig emporstrudeln. Auch hierbei bilden sich Niederschläge aus der Warmluft heraus, aber wegen der ungleichmäßigen Hebung in von Ort zu Ort oft sehr unterschiedlicher Intensität. Im Winter entstehen dabei mehr schauerartige Regenfälle oder, wie im vorliegenden Fall, auch kleinere zusammenhängende Niederschlagsgebiete. Im Sommer kommt es dagegen bei Einbruch der Kaltuft in die über Land noch zusätzlich erhitzte Warmluft leicht zu mächtiger, bis in die Eisregion reichender Haufenbewölkung und dabei zu heftigen Schauern und Gewittern.

Durch die verzögerte Bewegung der Warmfront und das demgegenüber raschere Vordringen der Kaltluft wird der Warmsektor laufend eingeengt, bis schließlich die Warmfront von der Kaltfront eingeholt wird und das Stadium der "Okklusion" (="Zusammenschluß") eintritt, das vom Tiefkern aus seinen Anfang nimmt und allmählich in Richtung höheren Luftdruckes fortschreitet. Sobald der Okklusionsprozeß einsetzt, ist der Höhepunkt der Tiefdruckentwicklung erreicht; das Tiefdruckzentrum beginnt sich langsam aufzufüllen, die Niederschlagsgebiete werden kleiner und das Wolkenfeld neigt mehr und mehr zum Zerfall.

Unter Okklusion wird aber nicht nur der Vorgang des Zusammenklappens des Warmsektors verstanden, sondern meistens der dabei entstandene Frontenzug, der je nach dem Temperaturunterschied zwischen Vorder- und Rückseite der Zyklone Warmfront- oder Kaltfrontcharakter hat. In unserem Falle entsteht, wie die Radiosondenmessungen von Berlin und Valentia zeigen, eine Warmfrontokklusion. Im Sommer dagegen, wenn die Vorderseitenkaltluft auf dem Festland bereits stark erwärmt ("gealtert") ist und die Warmfront deshalb wenig in Erscheinung tritt, öfters nur als dünner Wolkenaufzug ohne jeden Niederschlag, wirkt sich die Okklusion als reine Kaltfront aus, die einen fühlbaren Temperaturrückgang mit sich bringt.

Von großer Bedeutung für die Wettervorhersage ist die zukünftige Bewegung des Tiefs, die sich aus der Bodenwetterkarte nur undeutlich ersehen läßt. Denn es ist keineswegs sicher, daß der Tiefkern seinen bisherigen Kurs, der den Vorkarten zu entnehmen ist, beibehält, sondern es kommen häufig plötzliche Schwenkungen vor. Genaue Vorstellungen über die Bewegung der Tiedruckgebiete ergaben sich erst, als das zunehmende Beobachtungsmaterial aus der freien Atmosphäre einen meist recht glatten Verlauf der Höhenströmung erkennen ließ und man darauf aufmerksam wurde, daß die bodennahen Druckgebilde von der Oberströmung "gesteuert" werden. In unserem Beispiel biegt die Strömung in 5 km Höhe am 18. über Mitteleuropa deutlich nach Südosten um.

So zieht das Tief in den nächsten 24 Stunden mit etwa 60 km/h über Schlesien hinweg zu den Karpaten (Abb.2) und ist einen Tag später völlig aufgelöst. Auf seiner Rückseite überflutet die von England her vorstoßende kühle Meeresluft ganz Mitteleuropa. In dem sich entwickelnden Zwischenhoch stellt sich Wetterberuhigung ein und der Himmel heitert teilweise auf, so daß es in der Nacht zum 19. auch in Deutschland wieder örtlich zu Nachtfrost kommt.

Verfolgt man die Stationsmeldungen am Morgen des 18. entlang der Isobare 1015 hPa, die etwa einem mittleren Luftdruck entspricht, bei dem das Barometer auf "Veränderlich" steht, dann findet man in Irland klares, kühles und ruhiges Wetter, in Frankreich bei mäßigen Winden trübes, mildes Wetter, im mittleren Deutschland Regen und weiter im Osten trockenen Frost, also annähernd die ganze Skala von "Schön" bis "Schlecht" und von "Kalt" bis "Warm". So zeigt diese Wetterlage schon zu einem einzigen Termin und noch vielmehr in ihrem zeitlichen Ablauf, wie die einzelnen Wettererscheinungen in erster Linie aus dem Zusammenwirken verschiedener Luftmassen entstehen und wie das Luftdruckfeld nicht unmittelbar, sondern nur über die Bewegung der Luftmassen auf das Wettergeschehen einwirkt.

5. MAI 1967

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 6c

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach/M.
Do 67.1263

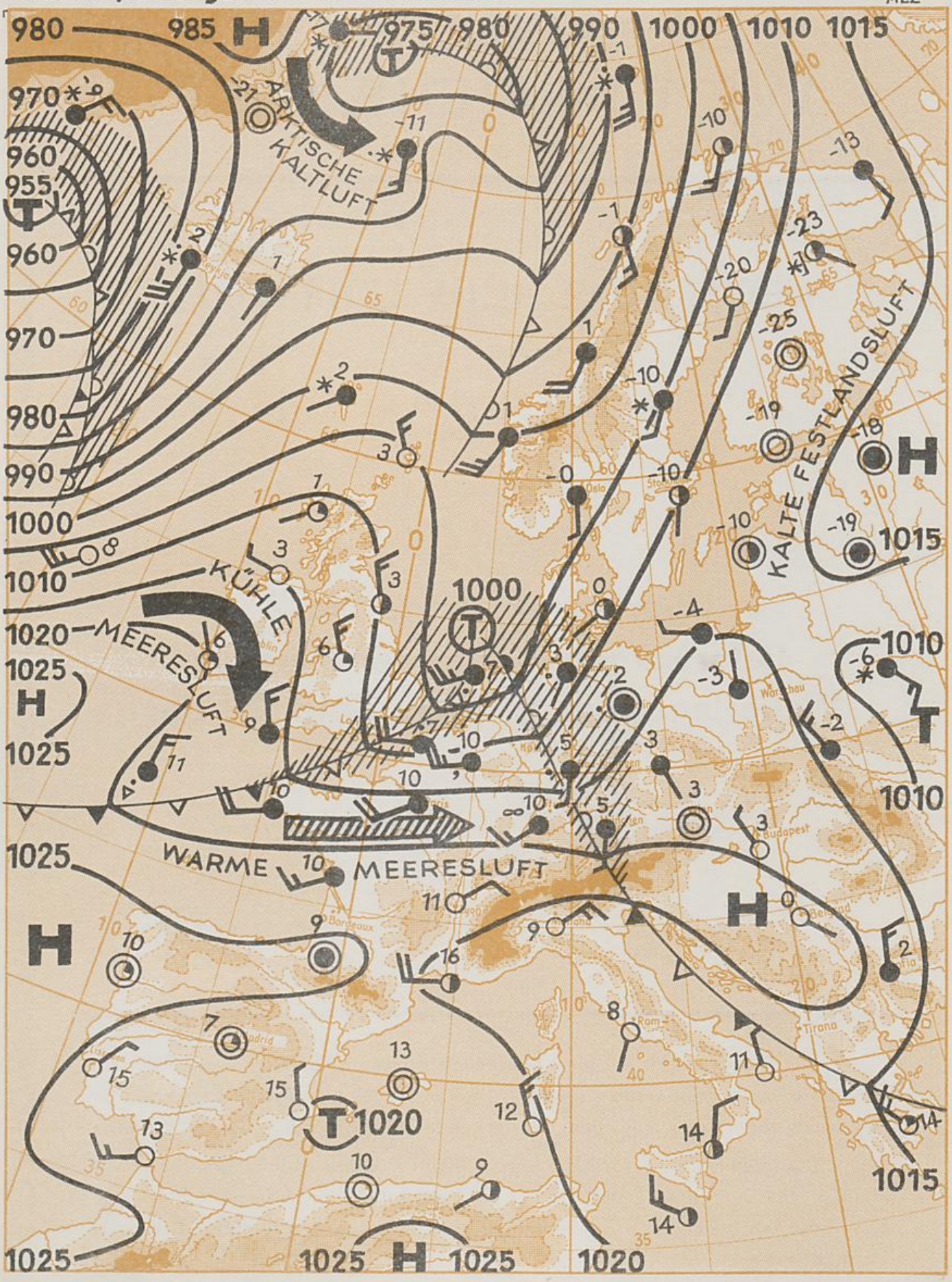
Übungswetterkarte Nr. 2
Tiefdruckgebiet über der Nordsee
Wetterlage vom 18. März 1948, 04 Uhr

Der Deutsche Wetterdienst bearbeitet in seinem Sonderreferat Unterricht und Lehrmittel solche wetterkundlichen Stoffe, die als Anregung oder Hilfe für den praktischen Unterricht in der Wetterkunde gedacht sind.

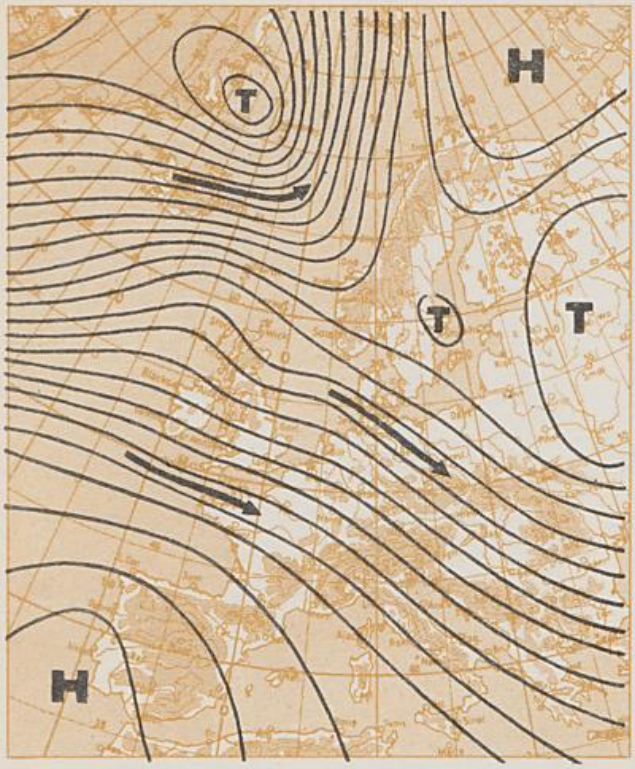
Die Herausgabe derartiger Lehrstoffe läßt im übrigen dem Lehrer die volle Freiheit über den Umfang und die Art der Behandlung im Unterricht. Eine stoffliche oder lehrplanmäßige Bindung wird mit der Herausgabe dieser Lehrstoffe nicht angestrebt.

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036522
LR (101)

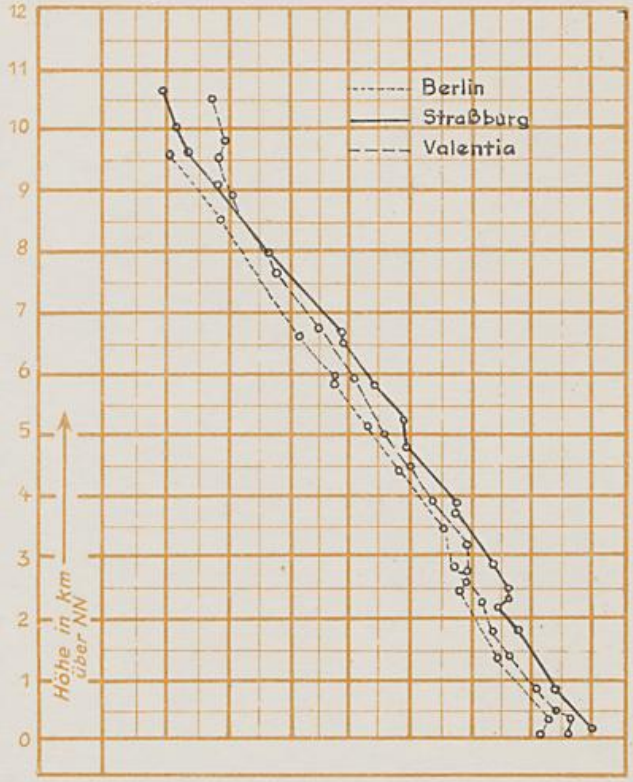
Nr. 2 Tiefdruckgebiet über der **Nordsee** (Wetterlage vom 18. März 1948 4 Uhr MEZ)



Windströmungen in 5000m Höhe 4 Uhr



Messungen der freien Atmosphäre von 4 Uhr



Ein Tiefdruckgebiet, das am Vortage über dem Atlantischen Ozean noch westlich von Island lag, ist am Morgen des 18. März mit 998 mb über der Nordsee angelangt. In dem flachen vorgelagerten Hochdruckkeil herrscht östlich der Oder leichter Frost. Von Frankreich her dringt mit westlichen Winden warme Meeresluft vor, der "Warmsektor" des Tiefs. Nicht nur in den Bodenmeldungen ist ein deutlicher Temperaturunterschied zu erkennen, sondern auch die Messungen in der freien Atmosphäre zeigen, dass die Luft über Strassburg bis in grosse Höhen 6-8 Grad wärmer ist als über Berlin. Vor der Warmfront fällt in einem 200-300 km breiten Streifen Regen, der durch "Aufgleiten" der feuchtwarmen Luftmassen auf der östlichen Kaltluft hervorgerufen wird. Im Warmsektor kommt es bei überwiegend bedecktem Himmel örtlich zu Sprühregen; nur in der Umgebung des Tiefdruckzentrums hängt das grosse deutsche Niederschlagsgebiet mit einem kleineren Regengebiet zusammen, das sich entlang der Kaltfront in einzelne Schauer auflöst. Die hinter der Kaltfront südostwärts strömende kühle Meeresluft ist nach der Beobachtung in Valentia (Südirland) auch in der Höhe mehrere Grad kälter als die Warmluft, aber nicht so kalt wie die Kaltluft im Osten. Das Tiefdruckgebiet befindet sich mit den Fronten noch in rascher Bewegung. Seine Zugrichtung wird durch die Strömung in den oberen Luftschichten bestimmt, die über Mitteleuropa eine Wendung von West auf Nordwest zeigt und den Tiefdruckkern am nächsten Tage bis zu den Karpaten gelangen lässt.

mb
1060
1050
1040
1030
1020
1010
1000
990
980
970
960
950
940

Erläuterungen:

- ○ wolkenlos
- ◔ heiter
- ◑ 1/2 bedeckt
- ◕ wolkig
- ● bedeckt
- ∞ Dunst
- = starker Dunst
- ⚍ Bodennebel
- ≡ Nebel
- ⚊ Staub- oder Sandsturm
- ⸸ Schneetreiben
- • Regen
- , Nieseln
- (•) Niederschlag in der Umgebung
- ✳ Schneefall
- •✳ Regen m. Schnee
- ↔ Eisnadeln
- ▽ Schauer
- △ Graupeln
- ▲ Hagel
- ⚡ Gewitter
- (⚡) Ferngewitter
- ↯ Wetterleuchten
- •] nach Regen,
- ⚡] Gewitter usw.

Warmfront
Kaltfront
Okklusion

Windgeschwindigkeit

Symbol	m/sec.	km/h
○	still oder sehr schwach	
—	um 1	1 - 5
	2,5	6 - 13
	5	14 - 22
	7,5	23 - 31
	10	32 - 40
	22,5	77 - 85
	25	86 - 94

u.s.w.

1,8 Km/h ≈ 1 Knoten

Beispiel: Köln



Bedeckt,
Wind: NNW
23-31 km/h
oder 6-8 m/sec.,
Niederschlag in
der Umgebung,
Temperatur 3°C

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 14

Wetter, Klima und Föhn in Süddeutschland bei Urlaubs- und Daueraufenthalt

Dipl.-Met. W. Sönning

Hamburg 1982

DWD Offenbach / Bibliothek
B23029410

LR (101)

10. März 1993

ГП.186 : 613.1 : 551.553 : ГП.182.3 (430-13)

Wetter, Klima und Föhn in Süddeutschland bei Urlaubs- und Daueraufenthalt

161010

Für das Seewetteramt bearbeitet von

Dipl.-Met. W. Sönning

Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt

Hamburg 1982

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach/M.
98.324

WETTER, KLIMA UND FÖHN IN SÜDDEUTSCHLAND *) BEI URLAUBS- UND DAUERAUFENTHALT

Der Einfluß des Wetters auf den Menschen

Es gibt zahlreiche Menschen, die mehr oder weniger wetterfühlig sind, d.h. sie fühlen sich im Wohlbefinden bei bestimmten Wetterlagen beeinträchtigt, ohne daß der Arzt Krankheitssymtome feststellen könnte. Diese W e t t e r f ü h l i g k e i t äußert sich in einer Vielzahl von Beschwerden wie: Kopfschmerzen, Narbenschmerzen, Schwindelanfällen, Beklemmungen, Herzklopfen, Herzstechen oder nervösen Störungen, verbunden mit Unlustgefühlen bis zu Depressionen und Reizbarkeit. Bekanntermaßen hängen auch Gelenkschmerzen und Neuralgien zuweilen sehr stark von Wetteränderungen ab.

Vielfach ist nur die allgemeine geistige und körperliche Leistungsfähigkeit herabgesetzt, ein Umstand, der allerdings in größeren Gruppen der Bevölkerung, wie z.B. in Großbetrieben oder im Straßenverkehr nachweislich zu einer spürbaren Zunahme der Unfallzahlen führt. Wichtig ist zu wissen, daß Genußgifte (auch Medikamente!) wetterbedingt eine verstärkte oder sogar anomale Wirkung entfalten können, wodurch die Neigung zu Fehlverhalten und Unfällen gleichfalls erhoht ist.

Alle diese Erscheinungen der Wetterfühligkeit äußern sich je nach individueller Konstitution und gesundheitlicher Verfassung unterschiedlich stark und verschwinden wieder, sobald die Wetterlage sich "beruhigt".

Treten im Zusammenhang mit Wettervorgängen deutliche Krankheitssymptome, wie länger anhaltende und starkere Schmerzen bestimmter Art, Kreislaufstörungen oder Atembeschwerden auf, die evtl. eine ärztliche Behandlung verlangen, spricht man von W e t t e r e m p f i n d l i c h k e i t

Das Wetter allein macht nicht krank!

Ausdrücklich sei jedoch festgestellt, daß meteorologische Einflüsse allein den gesunden Organismus nicht krankmachen können. Nur zusammen mit anderen Belastungen, wie z.B. chronischen Erkrankungen, nach chirurgischen Eingriffen, Verletzungen oder bei allgemein geschwächtem Gesundheitszustand ("vegetativer Dystonie"), können sie

*) Süddeutschland: Bayern südlich der Donau und angrenzende Gebiete Baden-Württembergs bis zum Bodensee und südlichen Schwarzwald.

spürbare und sichtbare Reaktionen auslösen. Der vollgesunde Organismus ist immer in der Lage, den "Wetterstreß" ohne Beeinträchtigung des Befindens auszuregulieren. Ein wetterempfindlicher Mensch gehört deshalb zum Arzt, der nach den organischen Ursachen suchen sollte.

Der Einfluß von Wettervorgängen auf den menschlichen Organismus war und ist Gegenstand vielfältiger wissenschaftlicher Untersuchungen. Dabei konnte man in der Medizinmeteorologie bisher auf korrelationsstatistischer Basis z.T. ganz spezifische Zuordnungen von atmosphärischen Vorgängen, Wetterphasen oder Luftmassen zu organischen Reaktionen herausfinden und spricht deshalb von "biotroper" Beeinflussung des Organismus oder von der "Biotropie" des Wetters *).

Biotrope Einflüsse auf den Menschen sind demnach statistisch gesichert. Allerdings muß die weitere wissenschaftliche Forschung noch klären, wie diese Einflüsse von der atmosphärischen Außenwelt in die organische Innenwelt übertragen werden und hier zur Wirkung kommen.

Klimatische Gegebenheiten in Süddeutschland

Das Klima in Süddeutschland zeigt im Vergleich mit den übrigen Ländern der Bundesrepublik eine deutliche kontinentale Ausprägung. Kennzeichen hierfür sind die größeren Temperaturunterschiede zwischen Sommer- und Winterhalbjahr, bzw. zwischen Tag und Nacht und der häufigere Hochdruckeinfluß. Auch gibt es wegen der größeren Entfernung zur "Wetterküche" des Atlantik und der Nordsee nicht mehr so viele Wetterumschläge, vor allem laufen sie nicht mehr so reibungslos innerhalb weniger Stunden ab, wie es für die Küstengebiete charakteristisch ist.

Der wesentliche Grund für den ganz anderen Wetterablauf in Süddeutschland ist die zunehmende Bodenreibung, der die Luftströmungen aus Westen und Norden unterliegen, wenn sie vom Nordmeer oder Atlantik her auf das Festland übertreten. Dazu kommt das ansteigende und oft bergige Gelände, das den Strömungswiderstand für die unteren Luftschichten weiter erhöht. Die Folge ist im Binnenland eine starke Abschwächung der mittleren Windgeschwindigkeiten - besonders in geschützten Tal-

*) "Meteorotropie" bezeichnet dagegen die Beeinflußbarkeit des Organismus durch Wettererscheinungen; man spricht also von "meteorotropen" Reaktionen oder Krankheiten.

oder Kessellagen - gegenüber den Küstengebieten und dem Norddeutschen Flachland. Es kann sich deshalb leichter ein "eigenbürtiges" Klima mit Windstillen und entsprechend größeren Temperaturgegensätzen (bei erhöhter Gefahr von Luftverschmutzung!) ausbilden als in den zu den Ozeanen hin geöffneten Naturräumen.

Ein charakteristisches Gepräge erhalten die Wetterentwicklungen im nördlichen Voralpenland durch die Erscheinungen von Stau und Föhn. Diese meteorologischen Besonderheiten bilden sich am west-östlich verlaufenden Massiv der Alpen aus und lassen die ursprünglich schnell wandernden atlantischen Tiefausläufer nicht selten einen ganz andersartigen Witterungscharakter annehmen. Der Föhn steigert die Schroffheit der Wetteränderung von warm nach kalt erheblich, während der Stau an der Alpennordseite immer wieder tagelange gleichmäßig schlechte Wetterbedingungen bringt, oftmals mit ergiebigen Niederschlägen.

Zur Bioklimatologie Süddeutschlands

Das Klima des Alpenvorlandes gilt insgesamt als rauh, d.h. es enthält in bioklimatischer Hinsicht verschiedene Reizfaktoren. Menschen mit Herz- und Kreislaufschwächen , insbesondere mit dekompensierter Herzfunktion sollten auf alle Fälle vor Urlaubs- oder Daueraufenthalten ärztlichen Rat einholen. Hitze- und Schwülebelastung sind im Vergleich zu tieferliegenden Gegenden Deutschlands in den gebirgsnahen Regionen relativ selten und treten im Bergland vor allem nachts wegen des regelmäßig einsetzenden Bergwindes kaum auf, so daß ein erholsamer Schlaf auch in heißen Sommermonaten möglich ist.

Das Klima des Bayerischen Waldes unterliegt nicht dem Alpenstau und -föhn und kann dem Waldklima der deutschen Mittelgebirge zugerechnet werden. Die höheren grenznahen Lagen weisen allerdings gegenüber dem Voralpenraum erhöhte Abkühlungsreize auf ("Böhmischer Wind"), andererseits fehlt ihnen die zusätzliche Lufterwärmung und vermehrte Sonneneinstrahlung bei Föhn. Als mild und in thermischer Hinsicht bereits teilweise belastend kann dagegen das Klima des Bodenseegebietes (Lindau - Friedrichshafen) bezeichnet werden.

Besonders die biotropen Wettersituationen mit Zufuhr subtropischer Warmluft aus südwestlichen Richtungen entfalten in dieser Ecke Bayerns und im angrenzenden Baden - Württemberg eine stärkere Wirkung. Asthmaleidende und Patienten mit Atemwegserkrankungen müssen im Nahbereich des Bodensees außerdem mit zu-

sätzlicher Belastung durch erhöhte Luftfeuchtigkeit und evtl. verstärkter Luftverschmutzung aus den Siedlungsräumen der Umgebung rechnen.

Sehr wesentlich in der Beurteilung des Bioklimas sind lokalklimatische Besonderheiten. So kommt es in Tal- und Kessellagen häufiger zu Windstillen, d.h. zu "austauscharmen" Wetterlagen mit der Gefahr von Luftverschmutzung, die zusätzlich im Sommer mit Hitze und "Schwüle", bzw. im Herbst und Winter mit Nebel belastet sein können. Gipfel- und Kammlagen sind dagegen stark dem Wind ausgesetzt und weisen erhöhte Abkühlungsreize auf. Bioklimatisch am günstigsten sind Hanglagen, wobei schon der Höhenunterschied von einigen Dekametern zum Talgrund eine merkliche Verbesserung der thermischen und lufthygienischen Verhältnisse bringen kann. Außerdem ist das Hangklima wegen der stets angeregten Lufterneuerung ausgeglichener und bei südlicher Ausrichtung des Hanges gegen die vorherrschenden Winde aus Nordwest bis Nordost gut geschützt.

Zu erwähnen bleibt noch, daß mit Annäherung an die Alpen die Menge und Intensität der Niederschläge - in geringerem Ausmaß auch ihre Häufigkeit - ansteigt. Letzteres zeigt sich darin, daß etwa 60 % der sommerlichen Sonnenscheindauer im Alpenvorland auf Tage mit Niederschlag trifft, weil dieser häufig nachmittags als kurzfristiger Schauer- oder Gewitterregen niedergeht.

Die beständigsten Monate in Südbayern bzw. Süddeutschland sind der August und September, die günstigste Jahreszeit hinsichtlich Nebelfreiheit und Sonnenscheindauer im Raum der Alpen und des Bayerischen Waldes ist - im Gegensatz zum Norddeutschen Flachland - der Winter. Die tieferen Temperaturen und die länger anhaltende Schneedecke wirken sich hier günstiger aus als häufiges Tauwetter bei naßkalter Witterung mit Regen und Schnee in öfterem Wechsel.

Stau und Föhn - die Besonderheiten im Klima Süddeutschlands

Entstehung:
Eine Luftmasse, die gezwungen ist, ein Gebirgshindernis zu überqueren, muß an dessen Luvseite angehoben werden, wobei sie sich aus thermodynamischen Gründen um rund 1 °C / 100 m abkühlt (= trockenadiabatische Abkühlung). Nun kann Luft nur eine bestimmte, von der Temperatur abhängige Höchstmenge an Wasserdampf aufnehmen und speichern (= Sättigungsmenge). Ist also das Hindernis genügend hoch, wie z.B. die Alpenkette, dann kühlt sich die aufsteigende Luft soweit ab, daß ab

einer bestimmten Höhe die sogenannte Taupunkttemperatur erreicht oder unterschritten wird (= diejenige Temperatur, bei der die Luft mit dem ursprünglich in ihr enthaltenen Wasserdampf gesättigt ist). Nun beginnt die Kondensation des vorher unsichtbaren - weil gasförmigen - Wasserdampfes unter kräftiger Wolkenbildung und einsetzendem Niederschlag. Dieser kann ergiebig und lang anhaltend sein, je nach dem Feuchtegehalt der herangeführten Luftmassen. Der überschüssige Wasserdampf kondensiert solange aus, bis die laufende Abkühlung der Luftmasse mit Erreichen der Kammhöhe ein Ende hat. Dieser Abschnitt mit Auskondensieren des Wasserdampfes heißt feuchtadiabatische Abkühlung. Das Kondensat fällt als Regen oder in höheren Gebirgslagen als Schnee aus.

Dieses Geschehen ist als "Gebirgsstau" bekannt und bei den Sommerurlaubern im Alpenvorland und in den Bergen gefürchtet, weil er solange anhält, wie feuchte Meeresluftmassen aus nördlichen bis nordwestlichen Richtungen gegen die Alpen herangeführt werden, was je nach Wetterlage mehrere Tage dauern kann.

Beim Auskondensieren des Wasserdampfes wird die vorher nur latent vorhandene Verdampfungswärme frei (weshalb die feuchtadiabatische Abkühlung mit ca. 0.6 °C / 100 m auch geringer ist als die trockenadiabatische) und bleibt aber der Luftmasse erhalten, d.h. sie wird "fühlbar" und trägt zur Erhöhung der Lufttemperatur bei.

Von der Kammhöhe des Gebirgshindernisses muß die Luft leeseitig wieder abwärts strömen, wobei sie sich nun - entsprechend der Abkühlung beim Aufsteigen - adiabatisch erwärmt. Der wesentliche Unterschied ist nur, daß die Temperaturzunahme auf der ganzen Strecke vom Kamm bis zum Fuß des Hindernisses **trocken**adiabatisch (ca. 1 °C / 100 m) erfolgt. Mit beginnendem Abwärtsströmen lösen sich die Wolken wegen der einsetzenden Erwärmung sofort auf, es bleibt nur die charakteristische "Föhnmauer" über dem Gebirgskamm stehen. Die Folge ist, daß die Luft im Lee beträchtlich wärmer ankommt als sie in gleicher Höhe am Ausgangspunkt an der Luvseite war. Wegen des Verlustes an Wassergehalt ist sie außerdem erheblich trockener geworden. Die Luftmasse hat also beim Überschreiten des Hindernisses ihre Eigenschaften wesentlich geändert.

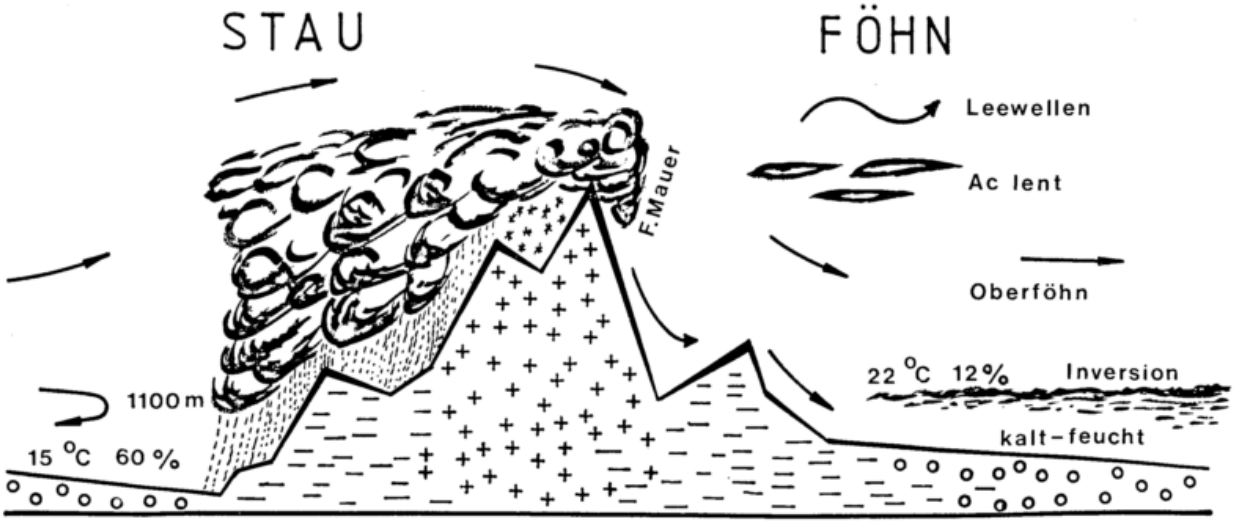


Abb. 1

In der Abbildung 1 ist ein Beispiel dargestellt: aus dem Mittelmeergebiet strömt feuchte und verhältnismäßig kühle Luft, z.B. im März oder April, gegen die Alpensüdseite. Dort habe sie in 100 m Meereshöhe eine Temperatur von 15 °C bei 60 % relativer Feuchte.

Die weitere Berechnung ergibt nun folgende Werte: in etwa 1100 m Höhe beginnt die Wolken- und Niederschlagsbildung. Über dem Hauptkamm, bei ca. 4300 m ist eine Temperatur von -15 °C (bei 100 % relativer Feuchte) erreicht. Ab hier beginnt nun das Abwärtsströmen der Luft mit Erwärmung und Abtrocknung, bis sie in Oberbayern in ca. 700 m Höhe, z.B. im Garmischer Tal etwa 22 °C und 12 % (!) relative Feuchte angenommen hat. Diese extreme Trockenheit wird jedoch nur in den seltensten Fällen gemessen, da die Luft über den Gebirgshängen bereits wieder Feuchtigkeit vom Boden her aufnimmt (der Föhn ist als "Schneefresser" bekannt!). Werte zwischen 20 und 30 % sind jedoch üblich.

Ähnlich wie bei einer Wasserströmung, die sich an einem Hindernis bricht und daran Wirbel und "stehende" Wellen ausbildet, wird auch im Lee des Gebirgshindernisses die Luftströmung zu Schwingungen angeregt, die als Leewellen bezeichnet werden und von unterschiedlicher Wellenlänge und Amplitude sein können. Teils wandern sie ab, bleiben aber auch ortsfest, je nach den Strömungs- und Schichtungsverhältnissen der Luftmasse. In den Verkehrsflugzeugen machen sie sich als "Turbulenz" unangenehm bemerkbar, während sie bei den Segelfliegern geschätzt sind, da sie durch geschicktes Ausnützen der Aufwindgebiete sportliche Höchstleistungen ermöglichen.

Der Föhn als Wetterfaktor in Süddeutschland

In der absteigenden Luftströmung der Leeseite kommt es oft zu erheblichen Windgeschwindigkeiten und starken Böen. Spitzenwerte über 100 km/h in den Alpentälern sind keine Seltenheit. Dieser trocken-warme "Fallwind" allein heißt Föhn. Sein Name leitet sich ab von der lateinischen Bezeichnung favonius (ventus) = wärmender, lauer Westwind.

Die Wetterlagen, die zu Föhnsituationen am Nordalpenrand (= Südföhn) führen, sind seit langem bekannt. Wichtig ist, daß über den Alpen eine genügend starke Südströmung entstehen kann. Auf der Zugspitze sollte z.B. eine mittlere Windgeschwindigkeit von mindestens 35 km/h gemessen werden.

Voraussetzung für eine solche Strömung ist Luftdruckfall über Mitteleuropa, der ausgelöst wird von einem Tiefdruckgebiet südlich der Britischen Inseln bzw. über dem westlichen Frankreich. Bewegt es sich nun weiter in östlicher Richtung, gelangt der Alpenraum in die kräftige südliche Strömung seiner Vorderseite, wobei sich gleichzeitig der Luftdruckfall über Mitteleuropa beschleunigt. Erst wenn die mit dem Tief verbundenen Fronten auf das nördliche Voralpenland übergegriffen haben, wird der Südföhn durch die nachfolgende kältere Meeresluft aus westlichen bis nordwestlichen Richtungen beendet, er verliert seine Kraft und "bricht zusammen".In Abb. 2 ist eine typische Föhnwetterlage dargestellt.

Föhnwetterlage vom 21.12.78

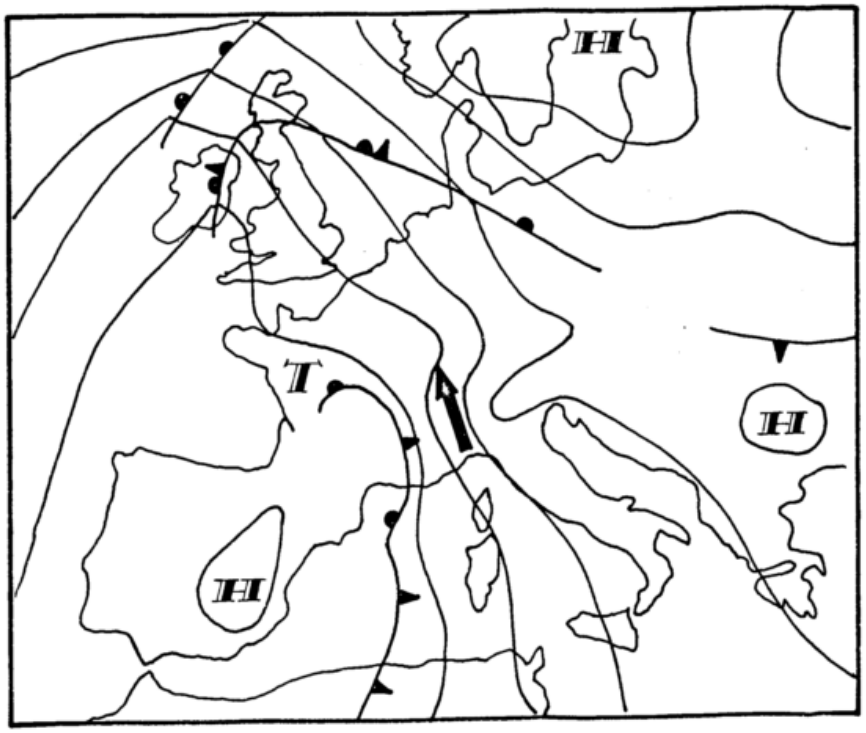


Abb. 2

Die für den Beobachter charakteristischen Wetterzeichen beim Eintreffen des Föhn in den nördlichen Alpentälern sind: ein nahezu schlagartiger und mächtiger Temperaturanstieg, verbunden mit einem nicht minder starken Rückgang der relativen Luftfeuchtigkeit (die absolute Feuchte kann dagegen gleichbleiben oder sogar zunehmen!) und plötzlich einsetzendem böigen Wind (s.Abb.3).

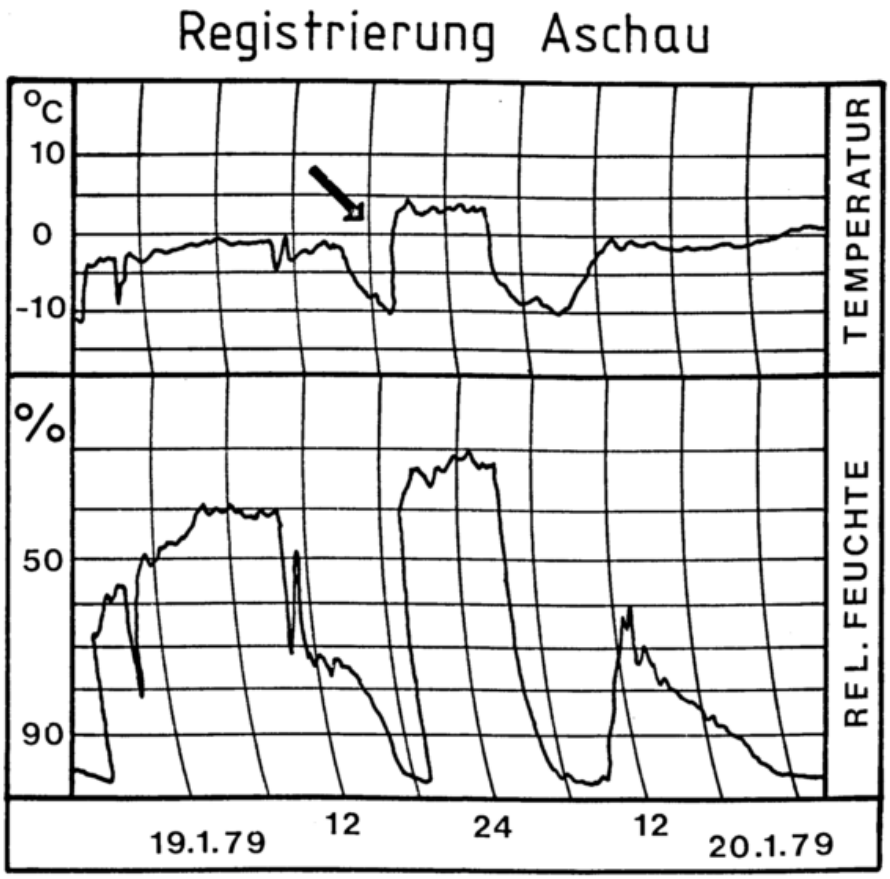


Abb. 3

Die Abb. 3 zeigt Registrierungen während eines Föhndurchbruchs im Aschauer Tal (Chiemgau) in der Nacht vom 19. auf 20. Januar 1979. Er dauerte nur von etwa 20 Uhr bis morgens 4 Uhr und verschwindet ebenso abrupt wieder, bei einer Temperaturerhöhung um mehr als 12 °C und einem Feuchterückgang von 97 % auf nahezu 30 % !

Die Sicht ist in Föhnluft außerordentlich gut, die Konturen werden sehr scharf, und weit entfernte Berge scheinen näher gerückt zu sein. Das Wolkenbild ist besonders einprägsam (s. Abb. 1): über dem Gebirgskamm steht oft dunkel und drohend die "Föhnmauer" als der auf die Leeseite überragende Rest der aufgestauten Wolkenmassen. Da sie sich sehr schnell auflösen, entsteht eine "Föhnlücke", der sich wei-

ter im Norden aufgelockerte Schichtbewölkung in vielfältiger Gestalt anschließt. In ihr fallen immer wieder die typischen fisch- oder linsenförmigen Wolkengebilde (altocumulus lenticularis) - auch Wogenwolken genannt - auf, die ihre Lage meist kaum ändern, da sie sich an den Leewellen ausbilden.

Alle diese typischen Kennzeichen des Föhns sind nur im Gebirge oder an dessen unmittelbarem Rand in ihrer charakteristischen Ausprägung zu beobachten. Sie verwischen sich sehr bald, oder verschwinden sogar teilweise, wenn der Föhn beim Hinauswehen in das Flachland seine Kraft verliert.

Föhnströmungen treten natürlich im Bereich aller Gebirge der Erde auf. Besonders ausgeprägt und "fühlbar" sind sie jedoch dort, wo zwischen dem Luv- und Leebereich von vornherein Klimaunterschiede bestehen, wie z.B. zwischen Norditalien und Süddeutschland und wo die Kammhöhe des Gebirges möglichst groß ist. Strömt also feucht-warme subtropische Luft vom Mittelmeerraum aus über die Alpen, wird eine an sich schon warme südliche Luftmasse noch weiter erwärmt und dringt in eine klimatisch kältere Gegend ein, wodurch sie einen besonders starken Witterungswechsel bewirkt. Nordföhn am Südrand der Alpen tritt dagegen längst nicht so deutlich in Erscheinung.

Diese meteorologische Skizzierung des Föhnvorganges genügt aber noch nicht, um charakteristische Einzelheiten seines Erscheinungsbildes - besonders im Hinblick auf die ihm zugeschriebene biologische Wirksamkeit - zu verstehen. Der Schweizer Föhnforscher K. Frey z.B. schreibt:"... Es ist wohl keine sehr einfache und dankbare Aufgabe, einen atmosphärischen Vorgang schematisch darzustellen, denn die Ereignisse in der Atmosphäre sind, wie die Lebensvorgänge, sehr mannigfaltig und komplexer Natur ..."

Im wesentlichen unterscheidet man zwei Entwicklungsstadien des "klassischen" Südföhns: Ausgangspunkt ist immer eine Hochdruckwetterlage, die sich von Mitteleuropa aus über die Alpen bis Norditalien erstreckt. Es herrscht hier bei absinkender Luft aus höheren Schichten verhältnismäßig ruhiges und ungestörtes Schönwetter vor. Für die Bewohner des Flachlandes und der Niederungen bzw. Flußtäler kann es allerdings im Herbst und Winter oft dadurch beeinträchtigt werden, daß sich sehr bald eine bodennahe Kaltluftschicht - evtl. mit starkem Dunst, Nebel oder zunehmender Luftverschmutzung - ausbildet. Die tieferstehende Sonne zu diesen Jahreszeiten ist tagsüber nicht mehr in der Lage, sie aufzulösen - im Gegenteil, die negative Strahlungsbilanz kühlt die Erdoberfläche laufend ab, sodaß die Mächtigkeit dieser bodennahen Kaltluft ständig zunimmt.

Beginnt nun, wie bereits geschildert, der Luftdruck nördlich der Alpen allmählich zu fallen, setzt die antizyklonale Phase des Föhns oder der "Vorföhn" ein. Er wird auch "freier" Föhn genannt, weil durch Windzunahme in der Höhe das antizyklonale Absinken der Luft schichtweise in eine abgleitende Bewegung (freies Abgleiten) in Höhen von etwa 4 - 7000 m übergeht. Dabei wird die Obergrenze der Kaltluftschicht (Inversion) herabgedrückt, gleichzeitig verschärft sich der Übergang in die trockene und wärmere, vor allem aber sehr viel reinere Höhenluft.

Bereits in diesem Stadium können erhöhte Lagen in den Genuß dieser Höhenluft gelangen mit wolkenlosem Wetter oder dem Wolkenbild des freien Abgleitens, das dem bei Föhn sehr ähnlich ist. Es hat sich deshalb vielfach eingebürgert, bei Schönwetterlagen mit guter Sicht und den typischen "Wolkenfischen" auch dann von Föhn zu sprechen, wenn er an Ort und Stelle noch gar nicht eingetroffen ist - und möglicherweise auch gar nicht eintreffen kann.

Erst im zweiten, dem zyklonalen Stadium erreicht der Föhn seinen Höhepunkt, wenn an der Vorderseite des Tiefs die südliche Strömung über den Alpen ihre größte Stärke entwickelt und damit die Energie für den Föhneinbruch in die Täler und Niederungen an der Nordseite liefert. Die hier lagernde Kaltluft wird dabei mit Gewalt und beschleunigt ausgeräumt - sichtbare und spürbare Zeichen sind die bereits geschilderten heftigen Schwankungen der Wetterelemente. Dieser Vorgang ist energetisch nicht leicht zu erklären. Eher scheint es möglich, daß die warmtrockene Föhnströmung die zähe Kaltluftschicht einfach überweht, anstatt bis zum Boden "durchzubrechen" und obendrein noch weit ins Flachland hinaus vorzustoßen.

Um ein solches Verhalten des Föhns bis in Einzelheiten zu klären, bedarf es mathematischer Modellansätze für die Dynamik der atmosphärischen Strömungen in gebirgigem Gelände. Wissenschaftler an der Universität in Innsbruck z.B. haben solche Strömungsmodelle soweit ausgearbeitet, daß sich mit ihrer Hilfe unter bestimmten Voraussetzungen die Windverteilung bei Föhn in den Bergen und Tälern Tirols berechnen läßt.

Die Temperaturunterschiede zwischen Luv- und Leeseite sind in Wirklichkeit oft deutlich größer als es die Rechnung erwarten läßt (Abb. 1). Dies hängt damit zusammen, daß im Stau (hier an der Alpensüdseite) die Luft durch den ausfallenden Niederschlag sich ständig abkühlt, bis in den Tälern und Ebenen Oberitaliens eine Kaltluftschicht entstanden ist, die dann von der feuchten und wärmeren Mittelmeerluft überströmt wird.

Zur Klimatologie des Föhns in Süddeutschland

Am häufigsten kommt der Föhn im Frühling und Herbst vor. Im Winter hat er es viel schwerer, die in den Tälern und über den Niederungen lagernde oft mächtige Kaltluftschicht zu verdrängen. Im Sommer dagegen ist die Zirkulation der Atmosphäre in unseren Breiten meist zu schwach, um einen ausgeprägten Föhn aufkommen zu lassen.

Nur während der Übergangsjahreszeiten bilden sich häufiger Wetterlagen aus, die zu einer genügend kräftigen nach Norden gerichteten Höhenströmung über den Alpen führen. Dennoch muß betont werden, daß es keine völlig föhnfreie Jahreszeit in Süddeutschland gibt.

In breiten Tälern wird außerdem ein Tagesgang des Föhns beobachtet. Nach Sonnenuntergang bildet sich am Talboden zunächst eine dünne, im Laufe der Nacht mächtiger werdende Kaltluftschicht aus, die den Föhnwind nach oben abdrängt, sodaß sich ein schwacher und kalter Talabwind entwickeln kann. Die morgens wieder zunehmende Sonneneinstrahlung löst ihn langsam auf, bis am Vormittag der Föhn mit starkem und sehr böigem Wind wieder die Oberhand gewinnt.

Man erkennt im Jahres- und Tagesgang des Föhns nahezu die gleiche Gesetzmäßigkeit, die vom Sonnenstand geprägt wird. Ja, man kann sagen, daß der Föhn gerade dann zu seiner größten Entfaltung und Dynamik gelangen kann, wenn sich Sommer und Winter bzw. Tag und Nacht in den Übergangszeiten die Waage halten.

In seinem Herrschaftsbereich kann der Föhn das Klima über die Temperatur, die Luftfeuchtigkeit und die Windverhältnisse beeinflussen. Dabei wird neben der absoluten Größe auch die Häufigkeit der Schwankungen dieser Klimaelemente gegenüber föhnfreien vergleichbaren Gebieten verändert. Fast alle Nordalpentäler, die im Raum zwischen Genf und Salzburg parallel zur Föhnrichtung liegen, zeigen diesen Einfluß. Im Mittel rechnet man hier mit 30 bis 50 Föhntagen im Jahr, allerdings bei einer großen Schwankungsmöglichkeit.

Die Andauer der einzelnen Föhnsituationen ist gleichfalls sehr unterschiedlich *), die Temperatur- und Feuchtesprünge liegen dabei zwischen 10 und 20 °C, bzw. 50 und 80 %. Insgesamt aber zeigen Orte in typischen Föhntälern oder -gebieten nicht selten soweit erhöhte Temperaturmittelwerte, wie sie nur Orten zukommen, die

*) wenige Stunden bis einige Tage, wobei die ununterbrochene Dauer von zwei oder drei Tagen schon sehr selten ist.

wesentlich südlicher oder 2 - 300 m tiefer liegen. Zudem bewirkt der Jahresgang des Föhns eine Verlängerung der Vegetationsperiode, da das Frühjahrsmaximum die Schneeschmelze beschleunigt und der Herbstgipfel der Häufigkeit den Wintereinbruch hinausschiebt. Föhntäler können deshalb als "klimatische Inseln" bezeichnet werden; Garmisch-Partenkirchen z.B. ist einer der sonnenreichsten Orte in Deutschland!

Natürlicherweise ist diese Klimagunst nur auf kleinräumige Gebiete beschränkt und könnte für "föhnempfindliche" Bewohner unter Umständen teuer erkauft sein (s.u.).

Die Häufigkeit des Alpenföhns in Süddeutschland

Wie nach dem Geschilderten gar nicht anders erwartet werden kann, verringert sich die Föhnhäufigkeit mit zunehmendem Abstand vom Alpenrand sehr schnell und damit auch der klimatische Einfluß des Föhns. So gibt es in München nur noch etwa 10 bis 14 Tage mit Föhn im Jahr; es ist verständlich, daß sich dieser Wert im Klima nicht mehr bemerkbar machen kann.

Vielfach interessiert aber aus bioklimatischen Gründen die Häufigkeit des Föhns in den einzelnen Regionen Süddeutschlands, und wenn sie auch nur wenige Tage im Jahr betragen sollte. Im Anhang befindet sich deshalb eine Karte, in der die Verteilung der Föhntage pro Jahr dargestellt ist, außerdem sind die typischen Föhntäler und drei Beispiele für die Ausdehnung besonders kräftiger Föhnvorstöße angegeben. Die Eintragungen beziehen sich nur auf den "durchgebrochenen" Föhn, der anhand der Registrierungen der Klima- und Wetterstationen nachzuweisen ist.

Wegen der immer wieder unterschiedlichen Ausprägung der Föhnwetterlagen und wegen der Vielgestaltigkeit des Gebirgshindernisses und Geländes ist die Föhnverteilung im Alpenvorland kaum in genauen Zahlenangaben für einzelne Orte zu erfassen, die Zahlen in der Karte können deshalb nur Richtwerte sein.

So kommt es z.B. nicht selten vor, daß die Föhnströmung nur an einzelnen Stellen bis zum Boden durchbricht, während es über großen Gebieten beim Vorföhn bleibt. Im "Kanal" der in Strömungsrichtung verlaufenden Gebirgstäler und Einsenkungen des Voralpenlandes liegen bevorzugte Föhngebiete, auch Föhnschneisen genannt, zwischen denen wieder föhnarme Inseln sich erstrecken, über die nur der Höhenföhn weht. Eine bekannte Föhnschneise, die vom Oberlauf der Isar her über Mittenwald-Kochelsee gespeist wird, dehnt sich z.B. bis nördlich des Starnberger- und Ammersees aus.

Die Nordgrenze eines Föhnvorstoßes pendelt häufig um viele Kilometer in einer Randzone hin und her, in der allerdings auch die Heftigkeit der Föhnströmung kaum mehr mit der im unmittelbaren Bereich der Alpen vergleichbar ist. Die Föhnerscheinungen in Landshut z.B. erreichen bei weitem nicht mehr die charakteristische Ausprägung wie in Traunstein, Kaufbeuren oder gar Bad Tölz. In dem Gebiet, das mit 1 - 4 Tagen / Jahr ausgewiesen ist, sind die sprungartigen Änderungen der Temperatur, der Feuchte bzw. die Böigkeit des Windes nur noch in ganz erheblich abgemilderter Form zu beobachten; im Donautal und nördlich davon kann von Föhnwirkungen nicht mehr gesprochen werden. Andererseits bleibt aber auch festzustellen, daß innerhalb des eingegrenzten Bereiches des nördlichen Alpenvorlandes - einschließlich der Stufe mit 1 - 4 Föhntagen / Jahr - keine föhnfreien Orte zu finden sind.

Zum Problem der biologischen Wirkung des Alpenföhns

"Ich habe solche Kopfschmerzen, es herrscht wieder mal Föhn!". Die Überzeugung von der unheilvollen Wirkung des Föhns auf Befinden und Leistungsfähigkeit des Menschen ist als Erfahrung so fest in der Volksmeinung Süddeutschlands (aber auch der Schweiz und Österreichs) verankert, daß oft jede Mißempfindung und jede Fehlhandlung erklärend oder entschuldigend dem Föhn zugeschrieben wird.

Mediziner und Meteorologen haben sich in zahlreichen Untersuchungen mit diesem in den Alpenländern so wichtigen Problem beschäftigt. Die Ergebnisse ihrer bisherigen Bemühungen mögen für manchen Föhngeplagten aber eher enttäuschend sein: obwohl sie nämlich zusammengefaßt besagen, daß Kopfschmerzen oder andere Befindensstörungen "überzufällig" oft während Föhn auftreten, ließ sich ihm andererseits keine eigenständige biotrope Wirkung nachweisen - so wie sie für bestimmte Wettersituationen immer wieder festgestellt werden konnte. - Es gibt also keine besonderen "Föhnbeschwerden" oder irgendwelche "Föhnkrankheiten", die nicht auch bei anderen biotropen Wetterlagen auftreten könnten.

Der gleiche Wettervorgang - in unserem Fall die südliche Warmluftströmung an der Tiefvorderseite -, die z.B. in Paris oder Hamburg wetterfühlige Menschen reagieren läßt, ist am Alpenrand zwangsläufig mit Föhn verbunden, weil nun einmal der Querriegel des Gebirges vorhanden ist. Der Südföhn ist nur eine Begleiterscheinung dieser auf breiter Front nach Mitteleuropa vordringenden Warmluft aus dem Mittelmeerraum.

Grundsätzlich ist auch die biologische Wirkung des Föhns der des Wettergeschehens an der Vorderseite eines herannahenden Tiefs gleichzusetzen: Beeinträchtigung des

körperlichen Wohlbefindens und der Leistungsfähigkeit, einhergehend mit Kopfschmerzen, Augenflimmern, Schwindelgefühlen, Übelkeit oder anderen Erscheinungen, die Anzeichen für einen erniedrigten Blutdruck sind ("subjektive" Beschwerden). Bereits bestehende Gesundheitsschäden, insbesondere Herz- und Kreislaufstörungen oder chronische Leiden können sich ebenso verschlimmern bzw. wieder aufflackern wie rheumatische Beschwerden oder Narben- oder Amputationsschmerzen. Gefürchtet sind außerdem Komplikationen nach Operationen wie Blutungen, Embolien oder Herzversagen. Auch im psychischen Bereich kommt es zu Beeinträchtigungen durch unruhigen Schlaf, Depressionen, Unlust- oder Angsgefühlen, durch innere Unruhe oder Gereiztheit.

Der besondere Akzent in der Biotropie des Föhns liegt jedoch weniger in der Auslösung handfester, d.h. akuter Erkrankungen oder Notfälle, wie z.B. Herzinfarkt, hypotoner Kollaps, Blinddarmreizung oder Steinkolik. Vielmehr ist bei Föhn eine erhöhte Bereitschaft zu Blutungen, Thrombosen oder Embolien vor allem nach Operationen oder zu Magendurchbrüchen als Folge von Geschwürbildungen festzustellen. Typisch ist außerdem die erhöhte psychische Aktivität bis hin zu einer "reizbaren Schwäche", die vermehrt Aggressionen, Unruhegefühle oder psychische Fehlhaltungen aufkommen läßt. Zusammen mit der gleichzeitig einhergehenden Beeinträchtigung der Konzentrations- und Reaktionsfähigkeit folgt daraus z.B. ein unfallträchtigeres Verhalten oder es werden Hemmschwellen für kriminelle Delikte und Selbstmordabsichten herabgesetzt.

Betont sei wiederum: auch der Föhn macht nicht krank. Er kann nur bei entsprechend disponierten Menschen die genannten Erscheinungen eher auslösen oder verstärken.

Ursachen der "Föhnbeschwerden"

Überraschenderweise treten die "echten" Föhnbeschwerden am deutlichsten in der Phase des Vorföhns in Erscheinung und verschwinden nach dem Föhndurchbruch meist nahezu schlagartig wieder. Aus diesem Grunde wird auch die Anzahl der biologisch belasteten Föhntage größer sein als die in der Karte angegebenen Werte, da es durchaus Wetterlagen gibt, bei denen es nur zum Vorföhn kommt.

Es hat bereits vielerlei Vermutungen und Deutungen über den "biotropen Faktor" des Föhns gegeben. Die starken Temperatur- und Feuchteänderungen der Luft können es aus dem eben geschilderten Grunde ja gerade nicht allein sein, obwohl sie

u.U. eine nicht unbedeutende Belastung für die Thermoregulation des Organismus und damit auch für den Kreislauf darstellen.

Es sind also unsichtbare und nicht direkt fühlbare atmosphärische Elemente, die den Föhn zum "Föhn" machen - es ist z.B. auch kaum anzunehmen, daß ein tiefblauer Himmel und strahlende Sonne Beschwerden verursachen.

Ohne näher auf die wissenschaftlichen Diskussionen einzugehen, seien zwei der wichtigsten Faktoren genannt, denen bei Föhn eine biologische Wirkung zugeschrieben werden könnte (ohne daß dafür bis jetzt eindeutige Beweise erbracht worden wären): es sind dies einmal die "raschen" Luftdruckschwankungen von mehreren Minuten Dauer, die von den Leewellen und Turbulenzen der Föhnströmung ausgehen; man bezeichnet sie als "rasch" gegenüber den Luftdruckveränderungen vorbeiwandernder Hoch- und Tiefdruckgebiete.

Außerdem zeigen einige luftelektrische Parameter, insbesondere die elektro-magnetische Impulsstrahlung der Atmosphäre (Atmospheric) eine Verhaltensweise bei Föhn, die sie wieder zunehmend in den Verdacht geraten läßt, ein unmittelbar auf den Organismus wirkender "Kausalfaktor" der Biotropie zu sein.

In der biometeorologischen Forschung wird jedoch allgemein die Ansicht vertreten, daß ein einzelnes Element der atmosphärischen Umwelt keineswegs allein für die vielfältigen Wetter- und Föhnleiden verantwortlich gemacht werden kann. Vielmehr muß der Organismus immer unter dem Einfluß des Zusammenspiels - des Akkords - aller meteorologischen Elemente wie Luftdruck, Feuchte, Wind, Temperatur, Atmospherics, etc. gesehen werden.

Macht man sich diese Anschauung zu eigen, dann wird auch die Vielgestaltigkeit der meteorotropen Reaktionen verständlich: ein harmonischer Zusammenklang, wie er im Schönwetter entsteht, übt keinen ungünstigen Einfluß auf den Organismus aus, bzw. kann sogar anregend und förderlich sein. Disharmonien, die von den "Wetterstörungen" ausgehen, belasten ihn dagegen mehr oder weniger stark; der Föhn wäre, so gesehen, eine besondere süddeutsche Eigenwilligkeit im mitteleuropäischen Wetterkonzert.

Es soll zwar nicht geleugnet werden, daß die geländemäßigen und meteorologischen Bedingungen für den Föhn und seine "Folgen" am Nordabhang der Alpen bestens erfüllt sind. Ein Grund, diese reizvolle Landschaft deshalb zu meiden muß dies jedoch nicht sein. Urlaubsgästen und allen, die sich zu ihr für einen Daueraufenthalt hingezogen fühlen sei zum Trost gesagt, daß sehr viele von den Neu- und Alt-Einheimischen keinerlei Belästigung durch den Föhn spüren.

Auch von frisch "Zuagroasten" hört man des öfteren ein Loblied auf seine aufmunternde Wirkung und den fröhlichen weiß-blauen Himmel, den er mitbringt. Nach Jahren verkehrt sich diese Freude aber nicht selten in Jammer, denn erst jetzt fordert er mit zunehmendem Nachdruck seinen Tribut an "Dystonie" vom gestreßten Vegetativum, so sehr, daß manchmal nichts anderes mehr übrigbleibt, als die Zelte wieder abzubrechen. -

Solche schlechten Erfahrungen waren u.a. auch der Grund dafür, daß der Deutsche Wetterdienst die Möglichkeit einer bioklimatischen Beratung geschaffen hat, wenn aus gesundheitlichen Gründen ein Wohnortwechsel angestrebt wird. Sie kann eine Entscheidungshilfe liefern und gesundheitliche Risiken verringern helfen.

Die für Bayern und Baden-Württemberg zuständige Stelle ist das Wetteramt München, Bavariaring 10, 8000 München 2, Tel.: 089/530084. Vor der Erstellung eines solchen Gutachtens (DM 113,80) genügt es aber erfahrungsgemäß in vielen Fällen, eine Informationsschrift (DM 8,50) anzufordern, aus der bereits wesentliche Hinweise zum Klima- und Wettereinfluß auf den Menschen in der Bundesrepublik Deutschland entnommen werden können.

Literatur (Auswahl):

H.Berg, Die Wirkung des Föhns auf den menschlichen Organismus. Geofisica pura e applicata, Bd. 17 (1950), Heft 3/4;

K. Frey, Die Entwicklung des Süd- und des Nordföhns. Arch.f.Meteorologie, Geophysik u.Bioklimatologie, Serie A, Bd. 5 (1953), Heft 4;

F. Prohaska, Neuere Anschauungen über die Meteorologie und Klimatologie des Föhns. Experientia, Bd. 3 (1947), Heft 6;

W.Mörikofer, Meteorologische Gesichtspunkte zur Föhn- und Wetterfühligkeit. Bull. d. Schweiz.Akad.d.Med.Wissenschaften, Bd. 8 (1952), Nr. 5/6;

H.M. Sutermeister, Das Föhnproblem im Rahmen der modernen Meteoropathologie. Praxis - Schweizerische Rundschau f. Medizin. Bd. 49 (1960), Nr. 48;

I. Vergeiner, Föhn- und Leewellenströmung in einem dreidimensionalen Modell. Ber. nat.-med. Ver. Innsbruck, Bd. 63 (1976).

Weitere Literaturhinweise und Informationsmaterial auf Anfrage beim Wetteramt München.

Zur Karte "**Häufigkeit des Alpenföhns in Süddeutschland**".

(Entwurf: K. Heigl +)

Dargestellt sind:

a) Die mittlere Anzahl der Tage / Jahr (in fünf Stufen) mit bis zum Boden "durchgebrochenem" Alpenföhn;

b) die nördliche Begrenzung der Föhnvorstöße in drei Fällen;

c) die typischen Föhntäler der Alpennordseite.

Die Angaben beruhen auf der Analyse der Wetterelemente nach den Föhnkriterien: südlicher Wind und plötzlicher Temperaturanstieg bei gleichzeitigem Rückgang der relativen Luftfeuchtigkeit. Als Beobachtungsunterlagen standen Registrierungen an 63 Klimastationen aus den Jahren 1942 bis 1971 im Alpenvorland zur Verfügung.

Die typischen Föhntäler des nördlichen Alpenlandes sind hervorgehoben. Dabei wurden neben Beschreibungen aus der Literatur auch Karten zur Föhnverteilung in der Schweiz und in Österreich sowie Erfahrungswerte aus dem kurortklimatologischen Dienst am Wetteramt München berücksichtigt.

Erfaßt sind in der Karte nur Föhnsituationen, bei denen es zum "Durchbruch" gekommen ist (s. Abb. 1 auf Seite 6). Da sich gezeigt hat, daß die bei Föhn beobachteten Beschwerden ihre maximale Stärke und Häufigkeit unmittelbar davor, d.h. noch im Vorföhnstadium erreichen, wird die Zahl der biologisch belasteten Föhntage größer sein als die angegebenen Werte.

Die Abbildung 4 zeigt den Gang der Föhnhäufigkeit aus den Jahren 1952 - 1978 nach den Beobachtungen des Wetteramtes München, bei denen der Raum zwischen München und dem Nordalpenland (etwa zwischen Murnau und Rosenheim) erfaßt worden ist. Die ausgezogene Linie bedeutet in München registrierter Föhndurchbruch, die gestrichelte zusätzlich alle Fälle (Tage / Jahr), an denen in südlicher Richtung Föhnmerkmale (gute Sicht, Himmelsbläue, Wolkenformen, Wind) beobachtet werden konnten.

Wegen des im einzelnen sehr komplexen Erscheinungsbildes des Alpenföhns kann die Karte grundsätzlich nur Richtwerte seiner Verteilung in Süddeutschland liefern.

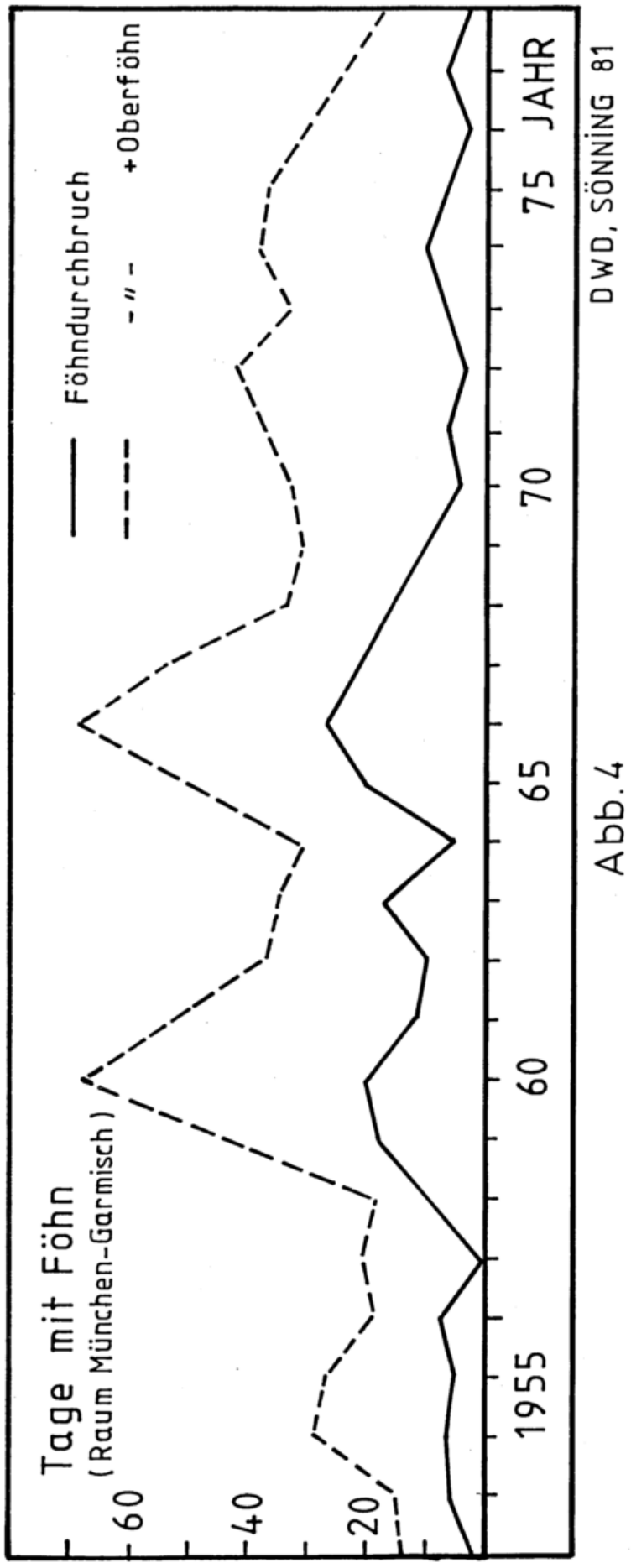


Abb. 4

Der Föhn in Kürze:

1. Der Südföhn entsteht, wenn an der Vorderseite eines Tiefs Mittelmeerluft in nördlicher Richtung über die Alpen geführt wird.

2. Beim Aufsteigen der Strömung an der Südseite kühlt sich die Luft ab, die Feuchtigkeit fällt teilweise als Niederschlag aus (Stau). Beim Absteigen am Nordrand der Alpen erwärmt sich die Luft wieder und ist nun wärmer und viel trockener als am Ausgangspunkt an der Südseite.

3. Föhnzeichen am nördlichen Alpenrand: sehr gute Fernsicht, tiefblauer Himmel mit linsenförmigen Wolken (altucumulus lenticularis), südlicher Wind, Lufttrockenheit, Wärme.

4. Am häufigsten kommt der Föhn im Frühjahr und Herbst vor. Die Zahl der Föhntage / Jahr nimmt von über 50 unmittelbar am Alpenrand sehr schnell nach Norden ab, in München sind es nur noch 10 bis 14 Tage / Jahr im Mittel.

5. Die biologische Wirkung des Alpenföhns ist der an der Vorderseite eines Tiefs (in der Warmluftströmung) ähnlich. Es gibt keine eigene "Föhnkrankheit" oder besonderen "Föhnbeschwerden".

6. Auffallend ist bei Föhn aber eine erhöhte Bereitschaft zu Blutungen oder Embolien, besonders nach Operationen und bei manchen Menschen eine psychische Aktivität oder Reizbarkeit.

7. Ebensowenig wie allgemein das "Wetter" macht auch der Föhn nicht selbst krank. Er kann nur bei entsprechend disponierten Menschen die genannten Erscheinungen eher auslösen oder verstärken.

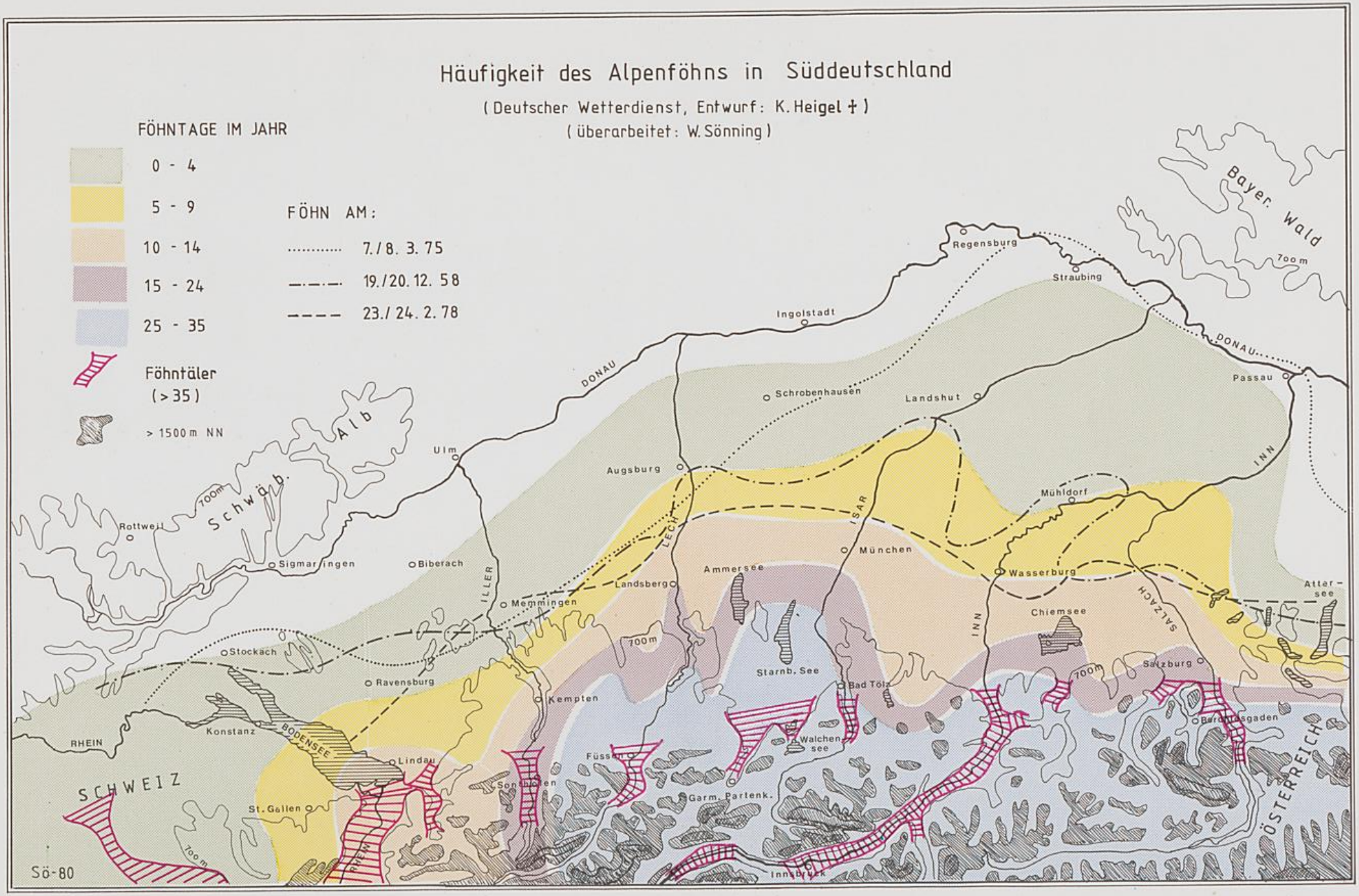
Anschrift des Autors.

Deutscher Wetterdienst
Zentrale Medizinmeteorologische
Forschungsstelle Freiburg
Stefan-Meier-Straße 4

7800 Freiburg 1

Häufigkeit des Alpenföhns in Süddeutschland

(Deutscher Wetterdienst, Entwurf: K. Heigel †)
(überarbeitet: W. Sönning)



10. März 1998

DEUTSCHER WETTERDIENST

RM. 509.21 (07)

160998

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr. 5

Wetterkarten-Analyse

am Beispiel des 5. August 1949, 18 UTC

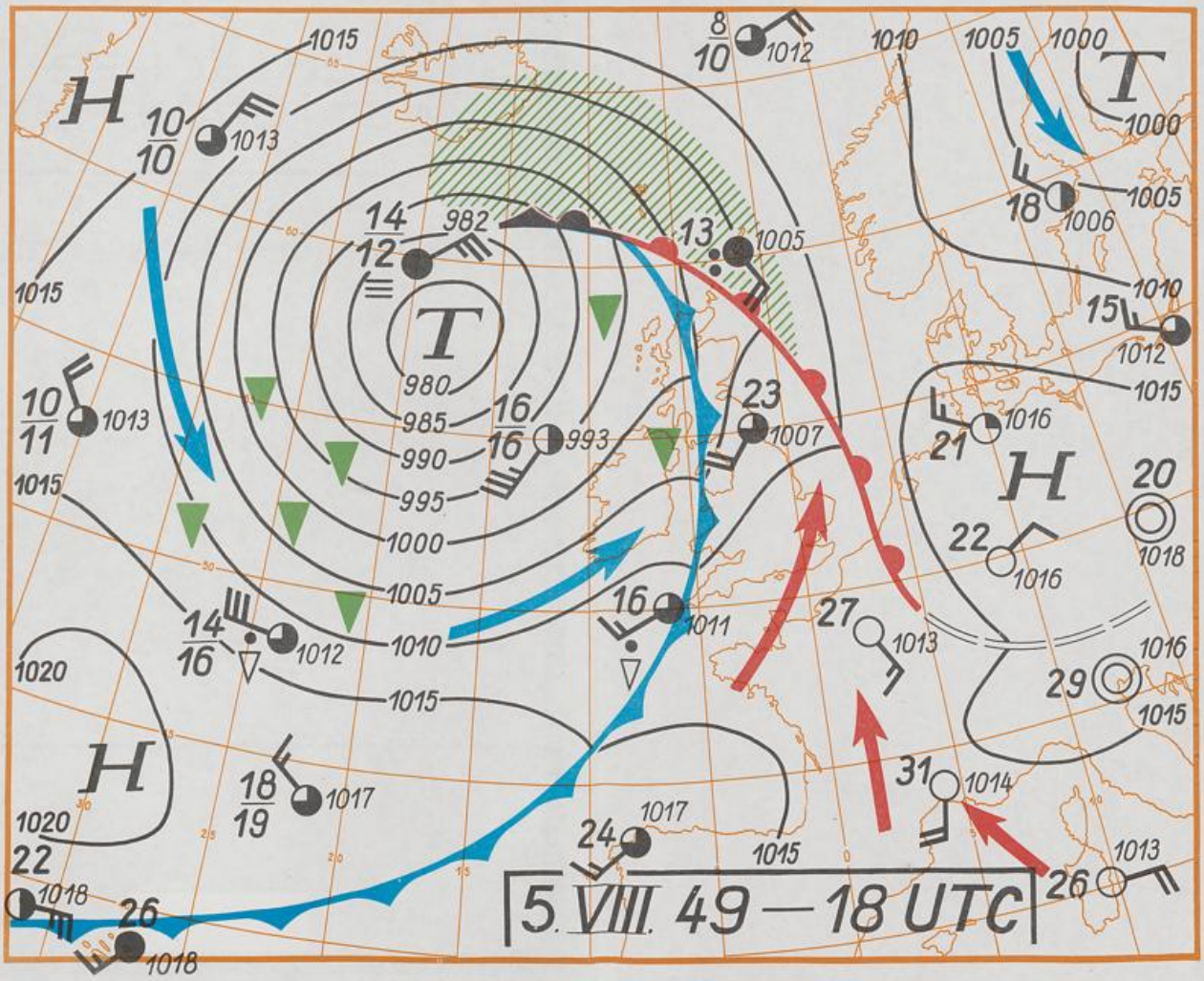
Hamburg 1988

DWD Offenbach / Bibliothek

B23029412

LR (101)

98318



Erläuterung der Wetterkarte vom 05. August 1949, 18 UTC

Der 05. August 1949 war in Deutschland ein sommerlich heiterer Tag; bei geringer Bewölkung herrschte Sonnenschein. Die Temperaturen lagen am späten Nachmittag nördlich der mitteldeutschen Gebirge bei 20 - 22 Grad Celsius. - Im Alpenvorland betrugen sie abends immer noch 29 Grad Celsius. Dabei herrschte Windstille oder es wehten leichte Winde. Auch über großen Teilen Frankreichs war der Himmel heiter bis wolkenlos. Bei leichter Süd- bis Südost-Strömung hielten sich hier die Temperaturen bei 30 Grad Celsius.

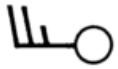
An diesem Tag zog eine W a r m f r o n t über die Britischen Inseln und die Nordsee. Der Warmluftsektor reichte weit über Schottland hinaus. Die Warmluft erzeugte verbreitet Niederschlag mit anhaltendem L a n d r e g e n +), der sich rasch gegen Island hin ausbreitete. Ihr nachfolgend hatte die zugehörige K a l t f r o n t Irland bereits überquert.

Fronten und Regen gehörten zu einem T i e f , das über den Nordatlantik gezogen war; der Kern des Tiefs lag an diesem Abend zwischen Irland und Island.

Aus den zahlreichen Wettermeldungen haben wir die Beobachtungen von 22 Festlandstationen und Wetterschiffen herausgesucht. Sie sind mit einem bescheidenen Teil ihrer Gesamtmeldung in unserer Lehr-Wetterkarte (Maßstab 1 : 5 Millionen, 1 cm = 50 km) eingetragen.

Das Blatt vom 05. August 1949, 18 UTC, enthält die Eintragungen unserer Auswahl von 22 Stationen, wie sie die tägliche Wetterkarte ebenfalls zeigt. Es werden - in dieser Reihenfolge - eingezeichnet:

Windrichtung und -stärke:



Westwind Stärke 5



Windstille

Die Windpfeile fliegen mit dem Wind, die Befiederung gibt die Stärke des Windes in Beaufortgraden an. Bei "Windstille" weist die Station anstelle des Windpfeiles einen weiteren Kreis um den Stationskreis auf.

Bedeckung:



3/4 bedeckt

Die Schätzung der Gesamtbewölkung ist in Vierteln der sichtbaren Himmelsfläche eingetragen.

Niederschläge usw.:

3/4 bedeckt Schauer

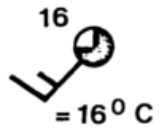


bedeckt Regen

Regen, Schnee, Schauer, Hagel, auch Nebel sind mit den üblichen Wetterdienstsymbolen neben der Station eingetragen.

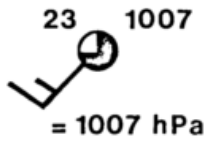
+) Unter Landregen verstehen wir den gleichmäßig fallenden Regen, der aus geschlossenen dichten Wolkenmassen stundenlang in ziemlicher Gleichmäßigkeit herausfällt; man kann daher in einer Übertragung dieses über Land gewonnenen Bildes auch dann von "Landregen" sprechen, wenn er über See beobachtet wird.

Temperatur:



Sie ist in "Grad Celsius" der Station beigeschrieben. Schiffe melden die Temperatur der Luft und des Oberflächenwassers. Bei ihnen stehen daher zwei Angaben der Temperatur, und zwar über dem Bruchstrich die Temperatur der Luft, darunter die Temperatur des Wassers. Diese Angaben lehren uns, ob die Luft wärmer oder kälter als das Seewasser ist. Die Luftströmungen auf großen Wasserflächen gleichen ihre Temperatur dem Wasser an. An den Temperatur-Differenzen lesen wir also ab, ob über einer Wasserfläche wärmere Luft (Warmluft) oder kältere Luft (Kaltluft) lagert oder fließt.

Luftdruck:



Die Verteilung des Luftdruckes wird durch die Isobaren (Linien gleichen Luftdruckes) herausgehoben. Die Luftdruckangaben der Stationen sind - auf den Meeresspiegel umgerechnet - noch einmal in Zahlen angeschrieben. Die Werte sind in Hektopascal eingetragen.

Die Luftdruckwerte an den Stationen sollen uns einen Anhalt geben, wie die Konstruktion der Isobaren durch den Meteorologen vorgenommen worden ist. Im Wetterdienst stehen natürlich zur Konstruktion dieser Linien sehr viel mehr Werte zur Verfügung, als in unserem Beispiel eingetragen sind. Dementsprechend ist der Meteorologe auch in der Lage, Feinheiten im Verlauf dieser Kurven herauszuarbeiten, die ihn dann über gewisse Vorgänge in der Lufthülle unterrichten.

Unsere Wetterkarte vom 05. August 1949 zeigt zwischen Irland und Island ein ausgedehntes Gebiet geschlossener - nahezu kreisförmiger - **Isobaren.** Jeder Isobare ist der im Meeresniveau herrschende Luftdruck in Hektopascal zugeschrieben. Würden wir uns mit einem Barometer im Augenblick der Wetterbeobachtung, also am 05. August 1949 um 18 Uhr auf einer solchen Isobare bewegen, so würde das Barometer immer seinen gleichen Stand behalten; dabei hätten wir auch - immer auf unserer rechten oder linken Seite, je nach unserer Gehrichtung - höhere oder niedrigere Luftdrucke; jedes Abweichen von der Isobare würde sich daher in einem Steigen oder Sinken unseres Barometers anzeigen.

Ein Schiff nahe dem Zentrum dieses Gebildes hat bei Nordostwind Stärke 5 einen Luftdruck von 982 hPa beobachtet. Danach liegt nach dem barischen Windgesetz der Kern des niedrigen Barometerstands - ein **Tief** (T) - links voraus; das Zentrum dieses Tiefs wird umschlossen von einer Isobare mit dem Luftdruck 980 hPa. Die geschlossenen Isobaren der nach außen hin höheren, d.h. zunehmenden Luftdrucke reichen bei unserem Beispiel bis zum Wert 1010 hPa.

Die Windbeobachtungen im Bereich dieses Tiefdruckgebietes zeigen uns, wie die Strömung allseitig das Kerngebiet umkreist: das Tiefdruckgebiet, das wir hier vor uns haben, ist also gleichzeitig eine **Zyklone,** d.h. ein Strömungsgebilde mit nahezu kreisförmiger Anordnung der herrschenden Winde. Je nachdem wir daher die Druckverteilung oder das Strömungsbild betrachten, sprechen wir von einem Tiefdruckgebiet oder von einer Zyklone.

Nach Südwesten hin und über Mitteleuropa sind h ö h e r e Barometerstände, d.h. stärkerer Druck der Luft auf den Boden beobachtet. Dementsprechend sind diese Gebiete in ihrem Kern mit **Hoch** (H) bezeichnet.

Im Bereich der Zyklone zeigen die Stationsmeldungen teilweise beträchtliche Unterschiede in der Lufttemperatur. Über England-Schottland werden Thermometerstände von 23 Grad Celsius beobachtet. Der Wind weht hier aus Südwest mit Stärke 4. Nördlich von Schottland weist die Station auf den Shetland-Inseln jedoch nur 13 Grad Celsius auf. Bei völlig bedecktem Himmel fällt hier anhaltend **Landregen.** Dieser Temperaturgegensatz, die Änderung im Wetter und auch in der Windrichtung erlauben uns, hier eine Grenze zwischen kühleren Luftmassen mit reichlicher Bewölkung und Regen und warmer Luft mit aufgerissener Bewölkung zu ziehen. In unserer Wetterkarte ist sie durch eine rote Linie mit regelmäßig angesetzten Halbkreisen ausgeführt. Sie stellt die **Warmfront** dar und sticht als Grenze der aus Südwesten anströmenden wärmeren Luft gegen die davorliegende kühlere Luft hervor. Weiter merken wir uns, daß diese Zeichnung mit ausgefüllten Halbkreisen immer andeutet, daß sich hier anströmende **Warmluft,** die in der Regel auch verhältnismäßig feucht ist, bis zum Boden durchgesetzt hat.

Das Gebiet mit Warmluft ist auf unserer Karte nicht sehr groß. Schon die Stationen auf Irland setzen sich mit Lufttemperaturen von etwa 16 Grad Celsius stark gegen die Lufttemperaturen über England-Schottland ab. Die Bewölkung ist noch weiter zurückgegangen. An der Südwestspitze von England meldet eine Station Regen bei 3/4 bedecktem Himmel; aus unserer Erfahrung wissen wir, daß ein solcher Regen nur kurze Zeit dauert; wir nennen ihn **Schauer.** Die Abgrenzung, die der Meteorologe zwischen warmer Luft über England-Schottland und der südwestlich davon nachrückenden kühlen Luft mit Schauerbewölkung und Regenschauern durch eine blaue Linie mit angesetzten Ecken vorgenommen hat, nennen wir **Kaltfront.** Wir merken uns wieder, daß eine solche mit ausgefüllten Ecken besetzte Linie auf der Wetterkarte immer anzeigt, daß im Sinne der herrschenden Strömung h i n t e r dieser Kaltfront kühlere Luft - in der Regel mit aufgerissener Schauerbewölkung und Regenschauern - nachdrängt.

Je weiter wir in unserer Zyklone gegen die herrschende West- und Nordwestströmung zurückgehen, desto niedrigere Temperaturen beobachten wir; die von den Schiffen gemessenen Lufttemperaturen liegen 1 bis 2 Grad unter der Temperatur der obersten Wasserschicht. Die Windrichtung ist auf Westnordwest bis Nordwest gegangen; die Windgeschwindigkeit hat bisweilen Stärke 6 erreicht. Wir schließen aus dem Vergleich der Luft- und Wassertemperaturen, daß (aus Nordwest) kühlere Luft über das Wasser hereinstreicht, die noch keine Zeit gefunden hat, die Temperatur ihrer Unterlage, nämlich der Wasseroberfläche, anzunehmen.

Schiffe südwestlich des Kerns unserer Zyklone melden Regenschauer, wie das eingetragene Beispiel zeigt. (Schiffsorte werden nach geographischer Breite und geographischer Länge angegeben. Unser Beispiel zeigt das Wetterschiff auf 48 Grad nördlicher Breite und 24 Grad westlicher Länge). Dementsprechend sind im Sektor südwestlich des Zyklonenzentrums Dreiecke eingezeichnet, die auf der Spitze stehen: sie sind das Zeichen dafür, daß in diesem Gebiet rasch wechselnde (Q u e l l-)Bewölkung und kräftige S c h a u e r auftreten.

Die Kaltfront, die wir blau eingetragen haben, reicht weit nach Süden. Sie geht um 18 Uhr über die Azoren hinweg. Zwei benachbarte Inselstationen weisen hier Temperatur-Unterschiede von 4 Grad Celsius auf: Südlich der Front hat die Station 26 Grad Celsius bei leichtem Südwestwind, aber völlig bedecktem Himmel; die Station nördlich der Front zeigt bei halbbedecktem Himmel und Ostwind Stärke 5 nur 22 Grad Celsius. Eigentlich könnte man nach den Bewölkungsverhältnissen das Gegenteil erwarten; denn danach müßte eine Station mit nur halbbedecktem Himmel infolge der dann vermehrten Einstrahlung die höhere Temperatur haben. Der Verlauf der Kaltfront, die den Hochdruckkern im Südwesten unseres Kartenbildes in weitem Bogen umfaßt, gibt uns eine Vorstellung von der Gesamtströmung, die aus nördlichen Richtungen kühlere und wolkenärmere Luft weit nach südlichen Richtungen verfrachtet hat.

Wenn wir jetzt noch einmal die Temperaturverhältnisse im Kern unserer Zyklone betrachten, so finden wir die Beobachtung des Wetterschiffs auf 60 Grad nördlicher Breite und 20 Grad westlicher Länge mit 14 Grad Celsius Lufttemperatur über 12 Grad Celsius Wassertemperatur. Hier ist also schon wärmere Luft von Nordosten her über das kühlere Wasser geführt worden. Die hier herangeführte Luft ist auch feuchter, denn bei der Berührung mit der kühleren Wasseroberfläche kühlt sie sich bis zum Taupunkt ab, und es bildet sich, wie zu erwarten und wie hier gemeldet, **Nebel.** Die Lufttemperatur bei diesem Schiff liegt um 9 Grad Celsius niedriger als die Lufttemperaturen im **Warmluftsektor** über England-Schottland. Sie liegt aber höher als die Temperatur vor der Warmluft, wo auf den Shetland-Inseln nur 13 Grad Celsius gemessen worden sind. In diesen nördlichen Teil der Zyklone ist also bereits Warmluft geflossen, die sich mit **Kaltluft** nördlicher **(polarer)** Herkunft vermischt hat. Dieser Vorgang schreitet in dem Maß fort, wie die Zyklone altert, bis schließlich derartige Mischluft den ganzen Kern umflossen hat. Der ursprünglich vorhandene Warmluftsektor ist dann nach oben abgehoben und läßt sich nur noch durch Messungen in der Höhe feststellen. Man nennt dieses Lebensstadium der Zyklone, wo die Kaltfront die Warmfront eingeholt hat, Abschnürung der Warmluft oder **Okklusion.** Das Kennzeichen der Okklusion als Höhenfront bilden Halbkreise und Dreiecke, die an der Frontlinie nebeneinander gestellt sind. Wir legen diese Okklusionsfront violett an.

Entsprechend der jeweiligen Strömungsrichtung sind in die Wetterkarte Strömungspfeile eingezeichnet. Zur Unterscheidung warmer und kalter Strömung färben wir sie rot bzw. blau. Ein solcher Strömungspfeil ist in unserer Karte auch über Skandinavien eingezeichnet. Er weist auf die Kaltluft hin, die dort in einem abziehenden Tiefdruckgebiet aus Nordwesten nachfließt **(Rückseitenkaltluft).**

Die Warmfront unseres Kartenbeispiels ist nach Osten hin über Frankreich und Deutschland unterbrochen und ohne Signatur weitergezeichnet. Nördlich dieser Begrenzung, die in das Hoch hineinführt, liegen die Temperaturen wenig über 20 Grad Celsius; südlich davon reichen sie bis an 29 Grad Celsius heran. Die Verlängerung der Warmfront wird gekennzeichnet als L u f t m a s s e n g r e n z e , die innerhalb des Hochdruckgebietes nördliche kühlere Luft von südlicher wärmerer Luft trennt, ohne daß Massenbewegungen gegeneinander auftreten und ohne daß auch Niederschlag ausgelöst wird. Entsprechend der Luftdruckverteilung im Hoch ist die Strömung nur schwach. Einige Stationen melden hier Windstille.

5. MAI 1967

DEUTSCHER WETTERDIENST

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach/M.
zu 67.1263

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL

Nr.1a Wetterübersicht

Erläuterung für das Eintragen in den Arbeitsbogen.

Es ist ein Unterschied, ob der Wetterdienst oder die Schule das Wetter beobachten und aufzeichnen :

der Wetterdienst beobachtet,um das Wetter eines großen Raumes für die Beurteilung der kommenden Wettererscheinung - Vorhersage - festzustellen oder um das Wetter eines Ortes, eines Landes mit dem Ablauf früherer Zeiten oder anderer Gegenden zu vergleichen - Klimakunde.Die Schule beobachtet das Wetter,um das Beobachten zu lernen, um Beobachtetes unter sich in Beziehung zu setzen - oder um es mit anderen Vorgängen des Lebens in Verbindung zu bringen. Wenn die Schule in ihr Programm das Wetterbeobachten aufnimmt, so muß diese Tätigkeit schulgerecht sein, d.h. sie muß der Erziehung und der Bildung dienen.

Ein Arbeitsbogen für Wetterbeobachtung in der Schule ist daher nicht Selbstzweck für den Wetterdienst. Er verspricht aber Vorteile für die spätere Behandlung wetterkundlicher Stoffe, wenn beizeiten methodisch und stofflich eine Richtung eingeschlagen wird, die später schwierige Betrachtungen anzustellen gestattet. Sowie aber der Wetterdienst der Schule in einen selbstbegrenzten Rahmen Stoffe zur Verfügung stellt, weil auch ihm an der Verbreitung meteorologischer und klimatologischer Kenntnisse durch die Schule gelegen sein muß, wird er - eben in bewußter Begrenzung eines Stoffes - daran interessiert sein, daß die Schule bei der Not ihrer Stoffülle diese Kenntnis vermitteln kann, ohne daß andere Wissensgebiete deshalb zurückgedrängt werden. Dies scheint erreichbar zu sein, wenn das Kind spielend und selbst mitarbeitend an den Stoff herankommt, und wenn die Schule aus der Beschäftigung mit dem Wetter die Grundlagen und Anregungen für andere Gebiete beziehen kann.

Wenn so die Wetterkunde nur als Arbeitsstoff in die Schule eingeht, so verbietet sich jede Normalisierung und Typisierung, die im amtlichen und wissenschaftlichen Dienst Voraussetzung ist ; dagegen ist Pünktlichkeit, Genauigkeit, Vollständigkeit und Aufrichtigkeit die Voraussetzung für gute amtliche wie schulische Wetterbeobachtung. Hierin liegt ihr großer erzieherischer Wert.- Der Arbeitsbogen als Grundlage für die Klassenarbeit vermeidet es bewußt, jedem einzelnen Kind die Führung eines Wettertagebuches oder etwas ähnlichen aufzunötigen: das würde nur bedeuten, daß der Lehrer nun auch noch jedes Tagebuch auf pünktliche und richtige Eintragung nachzusehen hätte. Vielmehr soll gerade die gemeinsame Beobachtung und die daran knüpfende Aussprache die Klassengemeinschaft beschäftigen und sie für die Behandlung "trockener" Stoffe, z.B. des Prozent- und des Durchschnittrechnens bereitmachen.

In diesem Sinne mögen die nachstehenden Anleitungen als Vorschläge aufgenommen werden.

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036527

I 1967]
LR (101)

W e t t e r a b l a u f .

Der Besucher auf der Wetterwarte denkt beim Anblick der Instrumente und Geräte, daß das Wetterbeobachten nur mit Hilfe von Instrumenten und Apparaten möglich sei. Tatsächlich setzen sich unsere Wetterbeobachtungen, die wir im täglichen Dienst für das Zusammentragen der Meldungen für eine Wetterkarte wie für den Beobachtungsdienst an Wetterstationen und Regenmeßstellen gewinnen, zu einem großen Teil aus Wahrnehmungen zusammen, die aus Beschreibungen und Schätzungen besteht: den Wolkenhimmel beschreiben wir nach den Formen und Höhenlagen der verschiedenen Wolkenarten, die Bedeckung des Himmels schätzen wir, und für die Sicht nehmen wir Entfernungsmarken zu Hilfe, die wir abmessen oder aus der Karte abgreifen. Weil wir uns aber auf unser Gefühl nicht verlassen können, müssen wir den Luftdruck oder die Lufttemperatur messen. Ebenso lehrt die Erfahrung, daß die Menge Niederschlag, die gefallen ist, selbst vom Fachmann nur schwerlich geschätzt werden kann. Hier besorgen wir uns daher Geräte, die uns eindeutige Angaben vermitteln; sie sind auch dann notwendig, wenn wir unsere Feststellungen mit anderen Orten oder früheren Zeiten vergleichen wollen.

Dementsprechend enthält unser Arbeitsvordruck zahlreiche "Elemente", die wir nach unseren Wahrnehmungen festhalten :

Sonnenscheindauer : zeitlicher Verlauf - vor-und nachmittags

Wind : Richtung nach der Herkunft des Windes. Sie ist nämlich bestimmend für die Eigenart der Luft, die uns umgibt und für die Wirkung,die wir in ihr verspüren(kühle, feuchte, trockene, schwüle Luft usw.). Stärke nach der Wirkung, die die Luftbewegung auf Gegenstände usw. ausübt wie Rauchfahnen, Blätter und Zweige (Wasser).

Wettererscheinung : Regen, Schnee, Gewitter, Tau, Nebel.

Erdboden : trocken, Näße, Bodenfrost,Schneedecke,Schneeflecken,Glatteis

Wachstum : als Wirkung der Witterung auf Pflanzen und Tiere stellen sich die Formen des natürlichen Lebens Jahr für Jahr zu verschiedenen Zeiten ein. Da sie witterungsbedingt sind, enthalten sie Merkmale, die für die ganze vorhergehende Witterung kennzeichnend sind. Neben dem Pflanzenwachstum haben wir die Tierwelt, besonders Insekten und Vögel, die in ihren Lebensäußerungen sowohl auf ihre Pflanzennahrung als auch auf mehr oder weniger günstige Witterungserscheinungen angewiesen sind.

Zu solchen Beobachtungen (und Schätzungen, wie Wind, Wolkenbedeckung) nehmen wir Messungen hinzu, wenn unsere Schüler mit dem Wesen der Meßgeräte vertraut geworden sind. Ihre Kenntnis bringen sie von daheim mit; das Thermometer ist ihnen bekannt, bevor es im Unterricht behandelt worden ist. Für die Regenmessung werden wir uns ebenfalls auf Flüssigkeitsmessungen des täglichen Lebens berufen können.

Für unsere Vorhaben muß die Übersicht entsprechend eingeteilt sein. Sie enthält Spalten für jeden Tag des Monats. Das erinnert uns daran, daß wir t ä g l i c h das Wetter feststellen müssen. Unsere Arbeit wird am Ende eines Monats nur den vollen Wert haben, wenn wir keine Beobachtung ausgelassen haben. Sie erzieht uns daher zur Regelmäßigkeit. Ebenso müssen wir vereinbaren, wann und wie (oder wo) wir bestimmte Erscheinungen immer feststellen wollen. Denn

ein frühmorgens gefrorener Boden wird vielleicht bei Sonnenschein, oder wenn es wieder wärmer wird, auftauen, naßer Boden wird trocknen, Schnee verschwinden - vielleicht auch dann, wenn sehr trockene Luft ihn verdunsten läßt, obwohl es kalt geblieben ist. Ebenso wie wir sonst die näheren Umstände schildern, unter welchen wir eine Feststellung gemacht haben, müssen wir dies auch bei unseren Wetterbeobachtungen tun. Bei späteren Experimenten in Physik, Chemie und Biologie sind wir ja auch verpflichtet, die Versuchsbedingungen genau zu beschreiben.

Die Spalten bieten nicht soviel Platz, daß wir unsere Bemerkungen einschreiben können. Wir verwenden daher verabredete Zeichen (Symbole). Solche finden sich häufig im täglichen Leben. In der Schule lernen wir sie kennen, wenn wir z.B. eine Landkarte betrachten. Um Dinge gut hervorzuheben, benutzen wir verschiedene Farben :

g e l b	für Sonnenschein
g r ü n	für Regen, Schnee, Bodennäße, dann auch für Regenmengen
b l a u	für Kälte am Boden
b r a u n	für trockenen Boden, für Herbstlaub
r o t	für gefährlich erscheinendes Wetter, -Gewitter usw.

r o t und b l a u verwenden wir vielleicht aber auch für unsere Wärmeangaben, wenn wir die höchste und die niedrigste Temperatur eintragen wollen.

Man weiß, daß nicht alle Menschen die verschiedenen Farben unterscheiden können. Das gilt natürlich auch für die Schulklasse, und es ist für uns wichtig, mit der Zeit festzustellen, welche Schüler unter Farbschwäche oder Farbuntüchtigkeit zu leiden haben; sie werden ja auch vor einer anderen farbigen Darstellung viel größere Schwierigkeiten haben als Farbtüchtige. Gegenseitige Hilfe bei erkannter Farbschwäche wird zu Rücksichtnahme führen, aber auch vor falscher Beurteilung dieser Schüler schützen.- Die Freude an der farbigen Darstellung darf nicht Hauptzweck werden; farbig soll werden, was uns in die Augen springen soll.

Der Unterricht im Klassenzimmer und die Beobachtung des Wetterablaufes müssen natürlich in das richtige Verhältnis zueinander gebracht werden. Wenn auch in den Pausen Gelegenheit besteht, daß alle einen Blick auf den Himmel und die Umwelt werfen können, so ist doch vielleicht der Hinweis erlaubt, daß bei der Zuteilung von Beobachtungsaufgaben an nur einige Schüler eine Ablenkung der Klasse bei der Behandlung anderer Stoffe sich vermeiden läßt; auch deshalb ist es nicht angezeigt, daß jeder Schüler ein Tagebuch mit eingehenden Schilderungen führt.

Es ist auch nicht notwendig, das ablaufende Wetter allzu genau zu schildern. Vielmehr stellt sich mit der Zeit heraus, was wesentlich ist und beachtet werden sollte. Zu den Eintragungen selbst können wir neben den Anleitungen für den Gebrauch der Symbole mit wenigen Bemerkungen auskommen.

Der S o n n e n s c h e i n (gelb) wird unterteilt nach einzelnen Sonnenblicken, unterbrochenem Sonnenschein und voll andauernder Sonne. Weiße oder graue Felder stellen bedeckten Himmel dar; vielfach werden dann beim herrschenden Wetter Symbole für Niederschlag eingesetzt werden müssen.

W i n d und B e w ö l k u n g ist völlig symbolisiert. Später benutzen wir diese Art der Darstellung, wenn wir Wetterkarten lesen oder selbst eintragen; hier üben wir also bereits eine Methode, die erst in einigen Jahren, dann aber für einen anderen Zweck, wieder benutzt werden wird. Der Kreis stellt den Horizont unseres Ortes dar. Gegen seinen Mittelpunkt ist der Windpfeil gerichtet, der den Wind markiert; aber der Pfeil endet am Kreis selbst: Im Innern des Kreises vermerken wir durch Ausfüllen, wieviel Viertel des sichtbaren Himmels mit Wolken bedeckt sind. So schwierig diese Aufgabe zunächst erscheinen mag, ist sie doch leicht zu lösen, wenn man sich die Wolken in eine Hälfte des Himmels zusammengeschoben denkt. Eine Angabe nach Vierteln bedeckten Himmels genügt vollauf. Wolkenlosem Himmel geben wir mit einem eingetragenen Punkt das Zeichen für Sonne; wir verknüpfen diese Darstellung mit der darüber stehenden Angabe über Sonnenschein und haben damit eine Kontrolle für die richtige Eintragung. Ähnlich läßt sich auch im Wetterdienst jede in Zahlen wiedergegebene Wettermeldung in sich kontrollieren, weil bestimmte Wetterzustände einander teils bedingen, teils ausschließen. Der Windpfeil trägt Federchen entsprechend der Windstärke; wenn man sich mit dem Wind bewegt, so müssen diese Federchen auf der linken Seite des Windpfeils liegen. Auf den Wetterkarten finden wir diese Darstellung später wieder. Die einseitige Befiederung gestattet uns dort ein Urteil über die Luftdruckverteilung; denn nach dem "barischen Windgesetz" haben wir das Gebiet niedrigen Luftdruckes in Richtung "links voraus des Windes" zu erwarten. Vom "barischen Windgesetz" sprechen wir natürlich jetzt noch garnicht. Das bleibt der späteren Beschäftigung mit der Wetterkunde überlassen und wird hier nur gleich richtig geübt. Die Windfederchen zeichen wir etwas schräg zurückliegend.

Die W i n d s t ä r k e wird durch die Zahl der Federchen angedeutet. Es wird sich empfehlen, für den Anfang nur wenige Stärken aufzeichnen zu lassen und auf eine strenge Wiedergabe der Stärkewerte nach der 13-teiligen Skala des Admirals Beaufort zu verzichten; hier genügt es, fünf Stärkegrade hervorzuheben :

W i n d s t i l l e	:	Rauch steigt fast senkrecht empor, Blätter bewegen sich nicht (Symbol : Pfeil ist ganz weggelassen).
L e i c h t. W.	:	An den Bäumen bewegen sich die Blätter.
M ä ß i g. W.	:	An den Bäumen bewegen sich die Zweige (Windpfeil mit zwei Federn)
S t a r k. W.	:	Man hört den Wind pfeifen oder brausen, schwächere Bäume biegen sich (der Windpfeil erhält drei Federn)
S t ü r m. W.	:	Das Gehen gegen den Wind wird schwer; Zweige brechen ab (Windpfeil mit vier Federn)
S t u r m	:	Jetzt werden stärkere Bäume umgerissen und Dächer abgedeckt (Windpfeil mit fünf Federn.)

Unter W e t t e r verstehen wir einen Zustand, den wir recht treffend mit einem Wort bezeichnen können; einige Beispiele mögen dies zeigen :
es ist regnerisch, - es hat geregnet, - es hat gegossen!
es ist trüb, - es ist heiter, es ist bedeckt, es droht ein Gewitter!
es hat geschneit, - es ist "Tau gefallen", es hat gereift, es nießelt !
Diese Bemerkungen sind landschaftlich verschieden, und es wäre eine Aufgabe für den Sprachunterricht, derartige Wetterschilderungen einmal von der Klasse zusammenstellen zu lassen. Diese Übung wäre zugleich eine gute Einführung

für unsere Beschäftigung mit dem Wetter, weil sie überdies lehrt, wie weit die ganze Klasse oder einzelne Kinder über das rein Sprachliche hinaus mit dem Wetter bisher schon vertraut geworden sind, sei es, daß sie es von daheim her - vom Bauernhaus - oder von Wanderungen und in den Ferien erlebt haben.

Bei unseren Aufzeichnungen beschränken wir uns auf einfache Tatsachen. Wir legen aber besonderen Wert darauf, zu vermerken, daß Wasser flüssig oder fest niedergeschlagen worden ist. Wenn wir unsere Beobachtungen jetzt schon mit einander verknüpfen wollen, so werden wir bemerken, daß Regen und Schnee nur fallen, wenn Wolken am Himmel waren, daß dagegen Tau und Reif in kühlen oder in Frost-Nächten gebildet worden sind, und daß Nebel aus kleinen Tröpfchen besteht, die in der Luft schweben, d.h. daß wir uns hier in einer echten Wolke befinden.

Der E r d b o d e n spiegelt ebenfalls den Ablauf oder den Zustand des Wetters, wenn er naß, gefroren oder mit Schnee bedeckt ist. Er trocknet, wenn die Sonne scheint, aber auch, wenn kalter, trockener Wind über ihn hinstreicht; insofern ist er verknüpft mit den Beobachtungen, die wir in den oberen Leisten vorgenommen haben und bietet eine Kontrolle für deren Richtigkeit.

Die folgenden beiden Rahmen sollen uns erlauben, Messungen darzustellen. Auch hier verzichten wir auf schriftliche Eintragungen oder auf das Einschreiben von Zahlen. Jedoch wird die Aufgabe schon schwieriger. Beim Niederschlag wählen wir Säulen, bei der Temperatur einen oder mehrere Kurvenzüge.

Der N i e d e r s c h l a g muß gemessen werden. Wenn ich einem anderen das Ergebnis meiner Messung mitteile, muß ich ihm sagen, wie ich es gemacht habe. Dem entsprechen zwei verschiedene Ausdrucksweisen, die wir bei Angaben von Niederschlägen gewöhnlich nebeneinander verwenden. Wir sagen: es fielen .... Millimeter Regen,- dann wollen wir ausdrücken, daß der gefallene Regen so hoch stehen würde, wenn er weder eingesickert, noch abgeflossen, noch verdunstet wäre: dies sind die drei Anteile, die den W a s s e r h a u s h a l t kennzeichnen. Vielleicht sprechen wir später bei der Behandlung fremder Erdteile von diesem H a u s h a l t. (Bilanz)

Es ist klar, daß wir die Niederschlagshöhe in Millimeter, Zentimetern oder Metern angeben könnten: einige Orte der Erde erreichen im Laufe des Jahres Niederschlagshöhen, die 10 Meter überschreiten; solange wir uns mit dem Niederschlag unserer engsten Heimat beschäftigen, könnte uns allerdings höchstens einmal ein Tagesniederschlag begegnen, der 100 mm, also 1 Dezimeter übersteigt. Für das Rechnen mit diesen Maßen werden unsere Regenmessungen Übungsstoff liefern.

Eine andere Art, die gefallene Niederschlagsmenge mitzuteilen, bezieht die Menge auf eine "Einheitsfläche". Das ist in der Regel der Quadratmeter, und die Menge wird dann in Litern pro Quadratmeter angegeben. Beide Messungen sollten wir miteinander verknüpfen und kommen nun zu Körperberechnungen. Steht nämlich der Niederschlag 1 cm hoch auf der Fläche von 1 qcm, so stehen über einem Quadratmeter

100 (cm) x 100 (cm) x 1 (cm) = 10 000 ccm Regen;

diese Menge entspricht 10 cdm oder 10 Liter Wasser. Wären nur 0,1 cm = 1 mm Regen gefallen, so hätten wir 100 x 100 x 0,1 (Dimension: cm x cm x cm =ccm) = 1000 Kubikzentimeter = 1 Liter/Quadratmeter. Wenn die Klasse im Rechenunterricht schon so weit gefördert ist, kann sie nun auch die Wassermenge berechnen, die auf ein Hektar, auf einen Quadratkilometer gefallen wäre - vorausgesetzt, daß unsere Messung für diese große Fläche gilt, d.h. daß sie"repräsentativ" ist! Wir sind nach diesen Überlegungen in der Lage, uns zur Messung des Niederschlags solcher Auffanggefäße zu bedienen, deren Auffangfläche wir berechnen können. Wenn die Klasse noch keinen Kreis berechnen kann, werden wir unserem Auffanggefäß eine quadratische Auffangfläche geben. Der rechnerischen Behandlung unserer Niederschlagsbeobachtungen setzt also nur das bereits erarbeitete Können der Klasse eine Grenze. Der Niederschlag ist ein "Ereignis" im Gegensatz zur Temperatur, die einen - immer festzustellenden-"Zustand" bedeutet. Das Ereignis eines Niederschlags tritt nicht alle Tage auf. In der Darstellung verbinden wir daher nicht die oberen Punkte unserer Niederschlagshöhen, sondern wir setzen Säulen ein. Der Arbeitsvordruck erhält am Rand keine Bezifferung. Soweit es dem Verständnis der Schüler angepaßt werden kann, können wir ihnen die Entscheidung zuschieben, welche Einteilung sie wählen.

Ähnlich trägt die nächste Reihe für die Temperatur keine Vorschriften für die Temperaturgrade, und der Vordruck ist so in allen Jahreszeiten und Orten verwendbar. Für die Temperaturmessung brauchen wir ein Thermometer. Es muß leicht abzulesen sein, weshalb Thermometer mit enger Teilung und Quecksilberfüllung nicht gut geeignet sind. Vor allem sollte es dem Lehrer gestatten, die Ablesung zu kontrollieren. Daher nimmt man vorteilhaft Thermometer mit gefärbtem Alkohol. Gegen Zerbrechen schützt ein Drahtkorb (siehe Abb.). Mit diesem Schutz kann man das Thermometer auch einmal auf Wanderungen oder in das Landschulheim mitnehmen; selbst Wassertemperaturen könnten wir damit messen.

Das Thermometer soll die L u f t t e m p e r a t u r anzeigen. Wir müssen es so aufhängen, daß 1) die Schüler es richtig ablesen können, d. h. es muß in Augenhöhe der Schüler hängen, 2) daß es nicht von der Sonne getroffen wird, d.h. wir müssen es beschatten, schließlich 3), daß es nicht erwärmt oder abgekühlt wird durch Mauern, Warmluft aus dem Zimmer und ähnliches.Bisweilen hilft man sich, indem man das Thermometer in einigem Abstand vor einer Nordwand anbringt. Dann muß aber die Luft gut Zutritt haben. Wegen der Genauigkeit bei Schülermessungen sollten wir uns nicht zuviel Sorge machen. Bei den ersten Übungen werden wir uns in die Aufgabe hineinleben. Später kann die Schule, wenn sie den Aufwand für vertretbar hält, eine Thermometerhütte selbst bauen (wetterkundliches Lehrmittel Nr. 8c). Die Tagestemperatur ändert sich. Es wird gut sein, wenn wir neben unserer Arbeit für den Monatsbericht an einem sonnigen Tag die Lufttemperatur im Verlauf der Tagesstunden messen lassen; wir erfahren dann, daß entsprechend Sonnenstand und Jahreszeit die Temperatur steigt und sinkt. Damit kommen wir zu der Frage, wann wir täglich messen wollen. Das hängt vom Schulbetrieb ab, und es ist nur wichtig, daß wir immer zur selben Stunde messen, damit wir vergleichen können. Es wird nicht nötig sein, genauer auf den Tagesgang der Temperatur einzugehen.

Indessen kann man sich merken, daß die 10-Uhr-Temperatur etwa dem Mittel

entspricht, das man aus dem Durchschnitt 24-stündlicher Ablesungen, dem Tagesmittel gewinnt. Neben dem einfachen Lufthermometer ist ein Maximum-Minimum-Thermometer eine Bereicherung, wenn auch das Funktionieren dieser Geräte nicht leicht zu erklären ist. Es genügt die Beschaffung eines Six-Thermometers, das Höchst- und Tiefsttemperatur anzeigt, einfach einzustellen ist und keine hohen Kosten verursacht; die amtlich benutzten Extremthermometer sind in ihrer Wirkungsweise ebenfalls schwierig zu verstehen, können wißbegierigen Kindern daher nur selten erläutert werden, nötigen aber dazu, jedes Thermometer bei der Einstellung aus dem Halter zu nehmen, wobei leicht Bruch gemacht wird!

Wenn wir uns zu einer Einteilung der Reihen entschlossen haben, trägt die Klasse die Lufttemperatur, vielleicht auch noch Maximum (=Höchsttemperatur) und Minimum (=Tiefsttemperatur) Tag für Tag in die Reihe ein. Die Punkte werden mit einander verbunden. Wie schon angemerkt, können wir hierzu Farben verabreden. Es wird sich aber empfehlen, die eingetragenen Werte auch in einer Liste festzuhalten: wir können dann wieder Berechnungen üben.

Zum Beispiel können wir für fünf oder zehn Tage die Tageswerte addieren und für diese Zeiträume den Durchschnitt berechnen. Wir können den Durchschnitt für den ganzen Monat errechnen und erleben nun, wie ganz verschiedene Tageswerte sich zu einem solchen "Mittel" vereinen; der Charakter des Mittelwertes wird uns aus solcher Berechnung klar.

Eine weitergehende Anwendung können wir mit unseren Beobachtungszahlen gewinnen, wenn wir die Differenz aus der Höchst- und der Tiefsttemperatur berechnen (tägliche Schwankung der Temperatur) . Vielleicht lassen sich diese neu errechneten Werte auch mit den übrigen Beobachtungen verknüpfen. Bei geringer allgemeiner Luftbewegung werden wir an sonnigen Tagen ein hohes Maximum, in wolkenlosen Nächten dagegen ein tiefes Minimum, dementsprechend eine große Schwankung beobachtet haben: daraus leiten wir den Zusammenhang zwischen Lufttemperatur und Strahlung (Einstrahlung bei Sonnenschein, Ausstrahlung tags und nachts) ab. Ebenso wird uns der Einfluß der Luftströmungen deutlich, wenn bei anhaltendem Nordost- oder Ostwind trotz dauerndem Sonnenschein die Temperatur nicht auf hohe Werte kommen will.

Es wird gut sein, wenn wir auf solche Eigentümlichkeiten jetzt schon hinarbeiten, wenn auch die weitergehende Behandlung noch nicht Sache dieser ersten Beschäftigung mit dem Wetter ist. Wir werden später in der Erdkunde die Begriffe sowohl wie auch die Zusammenhänge wieder entwickeln, wenn wir fremde Erdräume behandeln. Dann bringt der Schüler aus dem eigenen Meßerlebnis eine Vorstellung mit, die wir auf die Klimakunde oder auf die Länderkunde übertragen können.

Erinnern wir uns noch einmal an unsere Berechnung von Niederschlagsmessungen. Dort können wir nach einem Monat ebenfalls den Durchschnitt eines Regentages aus der gemessenen Menge und der Zahl der Regentage berechnen. Es wird die Frage auftreten, ob es früher mehr oder weniger geregnet hat. Dazu trägt der Vordruck einen Vermerk für das langjährige Mittel, und nachdem wir für unsere Temperaturen Tagesmittel berechnen konnten, können wir uns über die Bedeutung solcher Mittel unterhalten. Die langjährigen Mittel zahlreicher klimatologischer Werte stehen in den Lehrbüchern: für das Deutsche Reich sind sie im Tabellenband der " Klimakunde " enthalten; für Hamburg z.B. sind die Zahlen auf

MAI 1957

Wetterübersicht

Ort: _____ Monat: _____ Jahr: _____

Datum	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
Sonnenschein vorm.																															
Sonnenschein nachm.																															
Wind und Bewölkung	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Wetter																															
Erdbodenzustand																															
Niederschlag																															
Temperatur																															

Niederschlag
langjähr. Mittel:
Monatssumme:

Temperatur
langjähr. Mittel:
Monatsmittel:

780 760 740 720 700

Pflanzenwachstum

Sonnenschein	Bewölkung	Wetter	Erdbodenzustand	Wachstum
ver-einzelt, zeit-weise, dau-ernd (gelb)	wolken-los, einzelne Wolken, 1/4 bedeckt, 1/2 bedeckt, 3/4 bedeckt, einzelne Wolken-lücken, be-deckt	Regen, Schnee, Nieseln, Wetter-leuchten (rot), Ge-witter (rot), Regen-bogen, Nebel, Tau, Reif, Sonnen-ring, Mond-ring (grün)	trocken, feucht (braun grün), ge-frieren, Schnee-flecken, Schnee-decke (blau)	Aus-saat (rot), Auf-gang, erste Blätter (grün), erste Blüte, Voll-Blüte, Ende d. Blüte, Frucht, Schnitt, Ernte (rot), Laub-fall (braun)

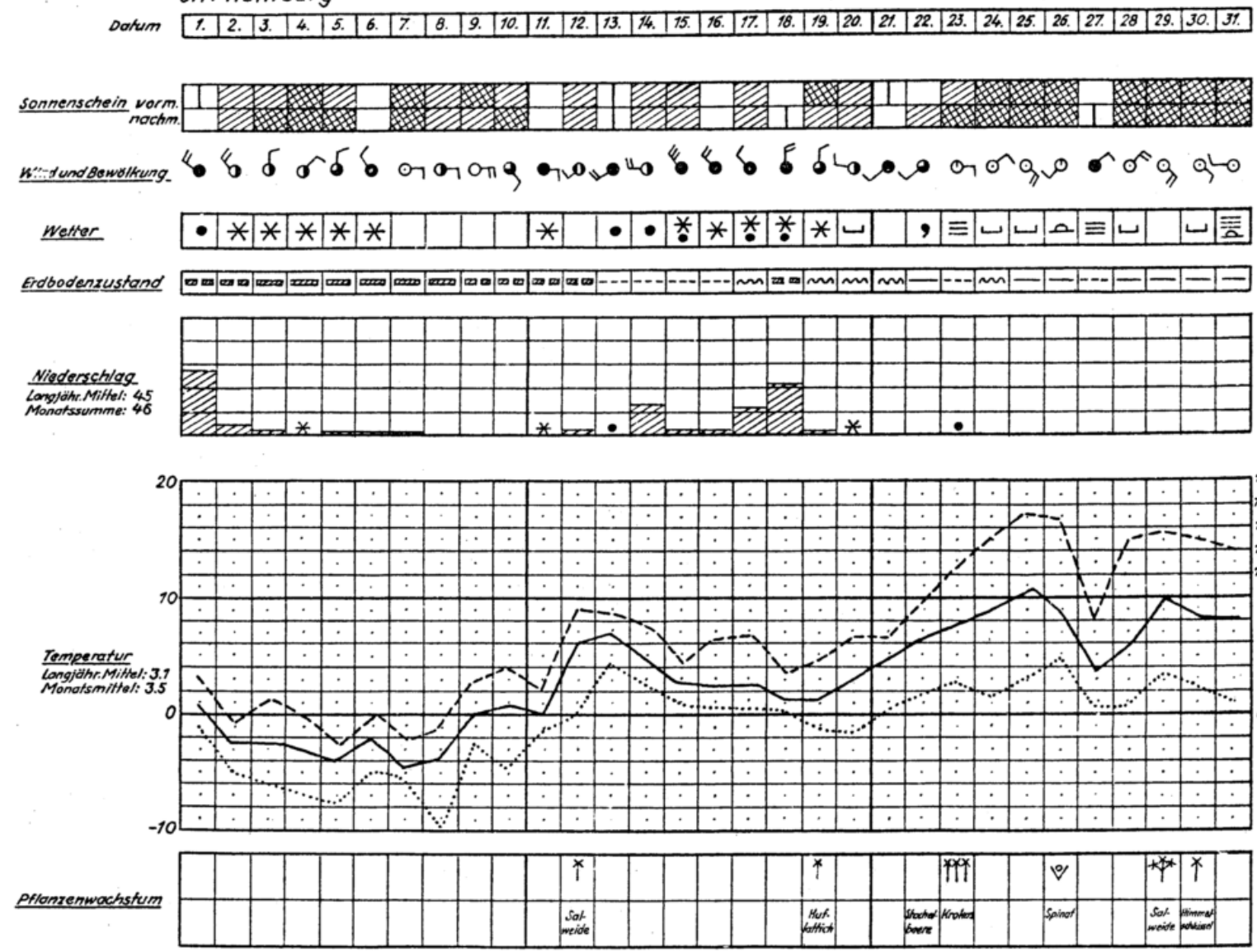
Deutscher Wetterdienst Hamburg

16

5. MAI 1967

Wetterübersicht

Ort: Hamburg Monat: März Jahr 1949



Sonnenschein: ver-einzelt, zeit-weise, dau-ernd (gelb)

Bewölkung: wolken-los, einzelne Wolken, ½ bedeckt, ¾ bedeckt, einzelne Wolken-lücken, bedeckt

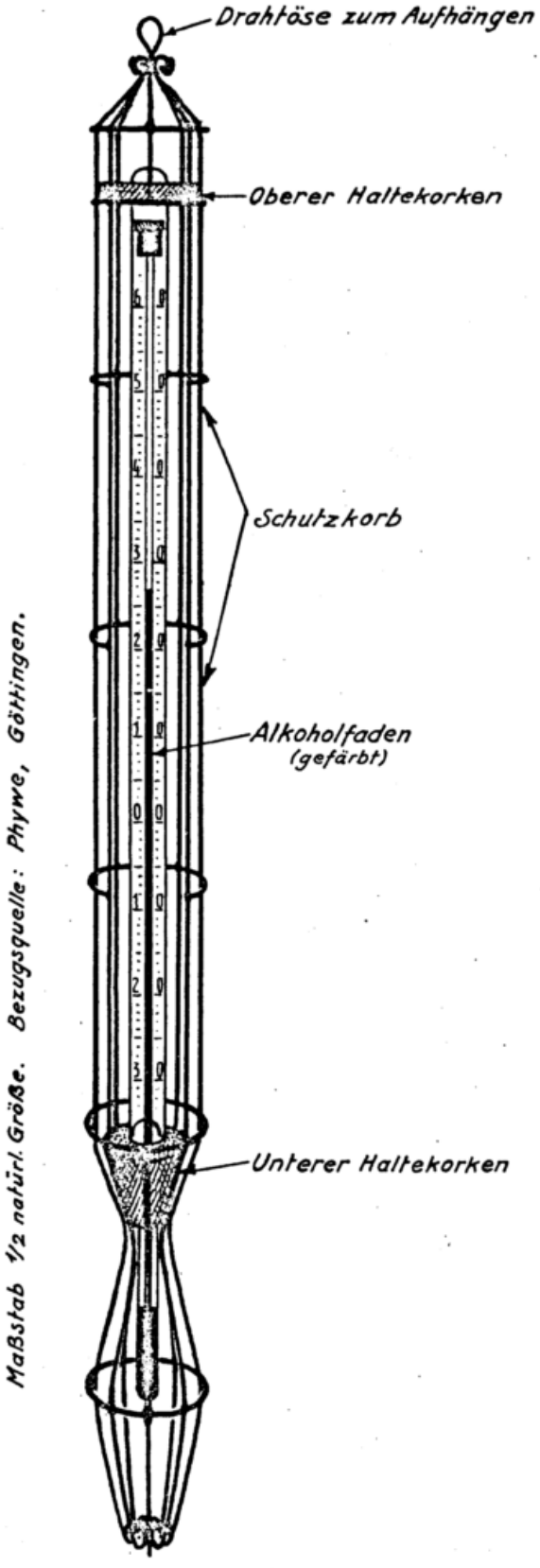
Wetter: Regen, Schnee, Nieseln, Wetter-leuchten, Wetter, Regen-bogen, Nebel, Tau, Reif, Sonnen-ring, Mond-ring (grün, rot)

Erdbodenzustand: trocken, feucht, gefroren, Schnee-flecken, Schnee-decke (braun, grün, blau)

Wachstum: Ausschlag, Aufgang, erste Blätter, erste Blüte, Voll-Blüte, Endtrieb, Frucht, Schnitt, Ernte, Laubfall (rot, grün, braun)

Meteorologisches Amt für Nordwestdeutschland Hamburg.

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach a.M.
Nr. 67.1263



Schul – Thermometer
nach Beck

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach/M.
67.1263

[Wetterübersichtsbogen Format DIN A2] [Westermann'sche Lehrmittel; 1]

98.312

Wetterübersicht

Ort: Monat: Jahr:

Datum:	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
Sonnenschein vorm.																															
nachm.																															
Wind und Bewölkung vorm.	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
nachm.	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Wetter vorm.																															
nachm.																															
Erdbodenzustand																															
Niederschlag in mm																															
vielj. Mittel:																															
Monatssumme:																															
Luftdruck in hPa																															
vielj. Mittel:																															
Monatsmittel:																															
Temperatur in °C																															
vielj. Mittel:																															
Monatsmittel:																															
Pflanzenwachstum Pflanzenart																															

Sonnenschein	Bewölkung	Wetter	Erdbodenzustand	Wachstum
ver-einzelt (gelb)	wolkenlos	Regen (grün)	trocken (braun)	Aus-saat (rot)
zeit-weise (gelb)	einzelne Wolken	Schnee (rot)	feucht (grün)	Auf-gang (grün)
dau-ernd (gelb)	1/4 bedeckt	Nieseln (rot)	gefroren (blau)	erste Blätter (grün)
	1/2 bedeckt	Wetter leuchten (rot)	Schneeflecken (blau)	erste Blüte (rot)
	3/4 bedeckt	Gewitter (rot)	Schneedecke (blau)	Voll-Blüte (rot)
	einzelne Wolken lücken	Regenbogen (rot)		Ende d. Blüte (rot)
	bedeckt	Nebel (rot)		Frucht (rot)
		Tau (rot)		Schnitt (rot)
		Reif (rot)		Ernte (rot)
		Sonnenring (rot)		Laub-fall (braun)
		Mondring (rot)		

Wind

0Bft	W 1Bft	N 2Bft	E 3Bft	SW 9Bft	W 10Bft	NW 12Bft

DWD Offenbach / Bibliothek
0230306528

[Stand 1990] LR (101)

[Wetterübersichtsblatt Format DIN A4] [Wetterkundliche Lehrmittel] j 107

ED.501(013)(07)

Wetterübersicht

10. März 1993

Ort: 168002 Monat: Jahr:

Datum:	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
Sonnenschein vorm.																															
Sonnenschein nachm.																															
Wind und Bewölkung vorm.	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Wind und Bewölkung nachm.	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Wetter vorm.																															
Wetter nachm.																															
Erdbodenzustand																															

Niederschlag in mm

vielj. Mittel:

Monatssumme:

Luftdruck in hPa

vielj. Mittel:

Monatsmittel:

Temperatur in °C

vielj. Mittel:

Monatsmittel:

Pflanzenwachstum

Pflanzenart



LR(101)

Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt

[Stand 1990]

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036491

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach a.M.
98313

Wetterübersicht

Ort: _____ Monat: _____ Jahr: _____

Datum	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
Sonnenschein vorm.																															
Sonnenschein nachm.																															
Wind und Bewölkung	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Wetter																															
Erdbodenzustand																															
Niederschlag																															
langjähr. Mittel:																															
Monatssumme:																															
Temperatur																															
langjähr. Mittel:																															
Monatsmittel:																															
Pflanzenwachstum																															

Sonnenschein	Bewölkung	Wetter	Erdbodenzustand	Wachstum
vollzeit, zeitweise, aus	wolkenlos, leicht bewölkt, Wolken, ½ bedeckt, ½ bedeckt, ¾ bedeckt, einzelne Wolken, bedeckt	Regen, Schnee, Nieseln, Wetterleuchten, Gewitter, Regenbogen, Nebel, Tau, Reif, Sonnenring, Mondring	trocken, feucht, gefroren, Schneeflecken, Schneedecke	Aussaat, Aufgang, erste Blätter, erste Blüte, Vollblüte, Endeblüte, Frucht, Schnitt, Ernte, Laubfall
gelb	grün / rot	grün / rot	braun, grün / blau	rot / grün / rot / braun

Deutscher Wetterdienst Hamburg

10. März 1998

DEUTSCHER WETTERDIENST

FD. 182-2(071) 161006

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL
Nr. 4

Witterungskalender und Klimawerte Hamburg 1961 - 90

Zeichnet man die täglichen Mittelwerte von Temperatur, Sonnenscheindauer und Niederschlag im Jahresverlauf auf, stellt man fest, daß sich an bestimmten Tagen auffällige Täler und Berge in den Graphiken zeigen. Der Temperaturverlauf sieht schon recht unruhig aus, obwohl es sich um die Mittelwerte aus 30 Jahren handelt. Ähnlich ist es aber auch bei der Sonnenschein- und Niederschlagsdarstellung.

Ein erster Überblick läßt erkennen, daß die **Temperaturkurve** im Winter und Sommer abgeflacht ist, ein Zeichen für unser maritim beeinflußtes Klima. Die kälteste Zeit im Winter liegt in der ersten Januarhälfte und in der Mitte des Februar. Die wärmsten Tage des Jahres finden wir Anfang August, die sog. Hundstage.

Die **Sonnenscheindauer** erreicht im Mai schon fast ihr Maximum, also einen Monat vor dem Höchststand der Sonne und nimmt dann nicht mehr merklich zu. Im Gegenteil, selbst Ende Juni und dann Mitte Juli entdeckt man deutliche Senken in der Graphik.

Bei der **Niederschlagshöhe** ist so ein deutlicher Jahresgang nicht erkennbar. Hinter einigen Spitzen im Sommer verbergen sich sehr kräftige Gewitterregen einzelner Jahre. Bei etwas näherem Hinschauen kann man von Mitte Februar bis etwa 10. März die trockenste Zeit des Jahres ausmachen. Aber auch im April, Anfang und Ende Mai, Ende August oder Mitte Oktober findet man Tage mit mittleren Tagessummen des Niederschlags unter 1mm.

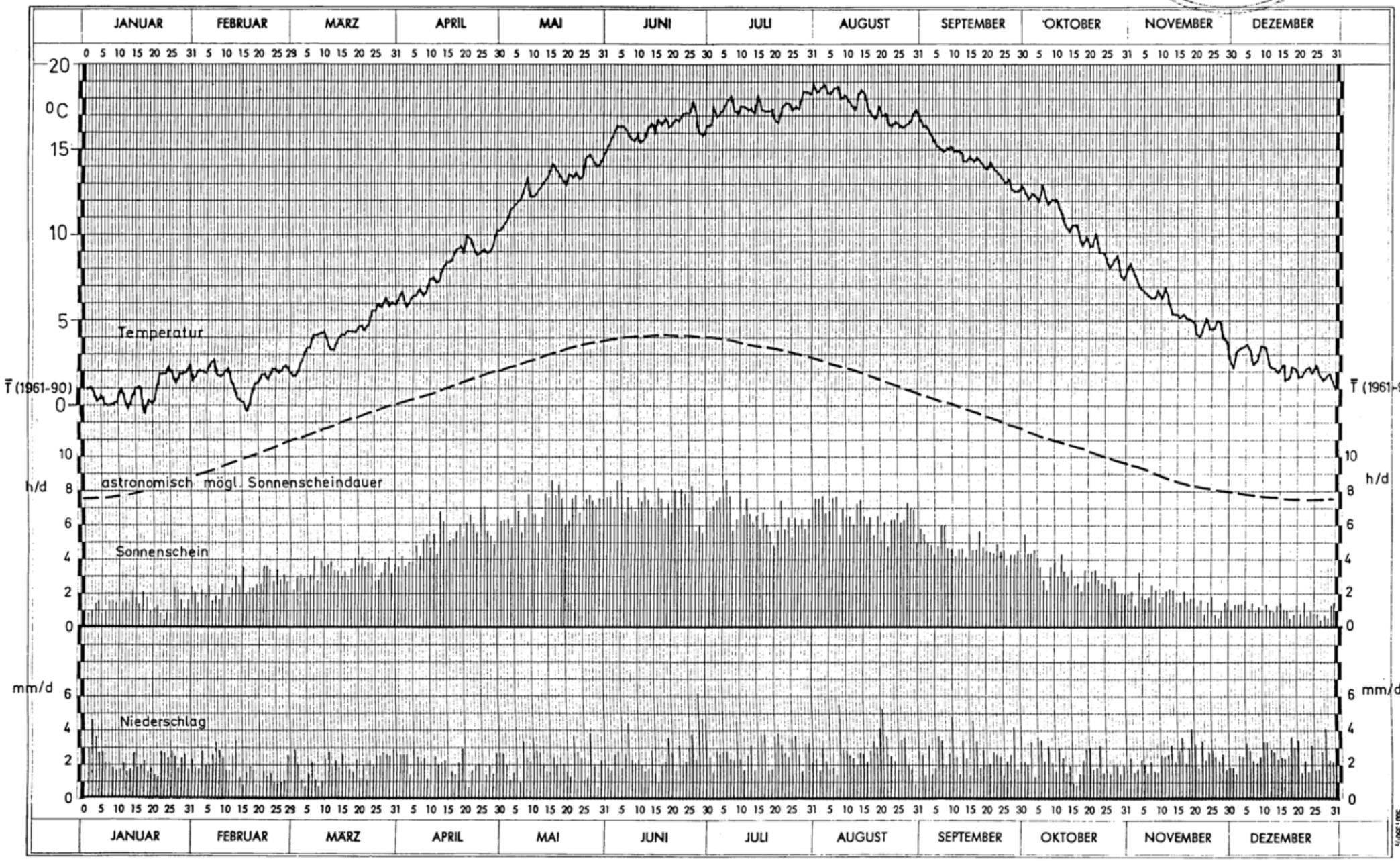
Die folgende Schilderung einiger Besonderheiten der Witterung im Jahresablauf soll anregen, hinter den trockenen Zahlen, Kurven und Balken Wetter und Witterung zu erkennen.

Die Kombination der Werte führt in den einzelnen Jahreszeiten zu unterschiedlichem Wetter. Im Winter ergeben wenig Sonne und geringer Niederschlag neblig-trübes Wetter, das auf's Gemüt schlägt, im Sommer dagegen das beste Wanderwetter. Viel Niederschlag und Sonne bedeuten im Sommer überwiegend schönes Wetter, aber irgendwann gibt es dazwischen einen Gewitterguß.

Hamburg, 1993

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036523
LR (101)

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach/M.
98.317



Winter (Dezember bis Februar)

Gleich am 1. Dezember wird der meteorologische Winter häufig mit Kälte und Schnee eröffnet. Generell ist der herbstliche Temperaturabfall ab Mitte Dezember zu Ende. Die Weihnachtstiefs ("Weihnachtstauwetter") sind in der Hamburger Kurve nicht sehr gut durch einen Temperaturanstieg ausgeprägt. Die häufige "Silvester- oder Neujahrskälte" hingegen fällt etwas auf. Bis über Mitte Januar hinaus bleibt es dann relativ kalt. Die letzte Januar- und erste Februardekade sind etwas milder, haben aber auch wieder etwas mehr Niederschlag.

Mitte Februar kommt es zu einem deutlichen Temperaturrückgang. Es ist die Zeit, in der oftmals Binnenseen erst zufrieren oder in Hamburg in kalten Wintern die Binnen- und Außenalster festes und begehbares Eis aufweisen.

Jetzt setzt auch die niederschlagsärmste Zeit des Jahres ein, und die ersten Tage mit längerem Sonnenschein künden u.U. Vorfrühlingswetter an.

Frühjahr (März bis Mai)

Im März steigt die Temperatur zwar deutlich an, aber mehrere Kälterückfälle sind in der Kurve erkennbar. Der Niederschlag ist ab 10. März wieder höher, die Sonnenscheindauer erhöht sich jedoch nicht so stark, wie es astronomisch möglich wäre. Unbeständige Witterung ist dafür die Ursache.

Im April setzt sich diese Entwicklung fort. Die Sonnenscheindauer steigt jetzt aber, wie auch die Temperatur, deutlich an.

Ende April, etwa ab dem 23., gibt es einen sehr kräftigen Rückgang der Temperatur. Es ist die Zeit der ersten Obstblüte (Birne und Kirsche), die durch Frost erheblich Schaden leiden kann. Dagegen treten die klassischen Eisheiligen vom 11. bis 13. Mai nur schwach in Erscheinung. Bei später Apfelblüte können aber die Kälterückfälle vom 20. - 25. Mai vereinzelt noch Frostschäden anrichten.

Interessant ist in diesem Zusammenhang vielleicht, wie sich durch Klimaschwankungen solche zeitlich markanten Wetterereignisse (Singularitäten) verschieben können. Bis etwa 1900 beschränkten sich die Kälterückfälle im Mai auf die Zeit der klassischen Eisheiligen. In der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts traten diese Kälterückfälle abwechselnd etwa um den 12. oder um den 22. Mai auf. Seit 1950 spielen die Eisheiligen nur noch eine untergeordnete Rolle, dafür hat sich ein weiterer Schwerpunkt in der letzten Aprildekade gebildet, und der um den 22. Mai ist geblieben. Es wird interessant sein, diese Entwicklung weiter im Auge zu behalten.

Daß für den Stadtbewohner in Norddeutschland der Mai trotzdem einer der schönsten Monate ist, dafür sorgt der Sonnenscheinreichtum, der auch im Juni kaum überboten wird.

Die Probleme der Hamburger mit dem häufig verregneten Hafengeburtstag (7. 5.) sind bei genauerem Hinsehen erkennbar: Anfang Mai zeigt die Niederschlagshöhe geringe Werte, ab 7. dann täglich im Mittel 2 - 4 mm.

Sommer (Juni bis August)

Im Juni findet der mehr oder weniger zügige Temperaturanstieg des Frühjahrs schon in der ersten Hälfte sein jähes Ende. Es sind West- und Nordwestwinde, die kühle Meeresluft herantransportieren und häufig über längere Zeit das Wetter bestimmen. Bekannt sind sie unter dem Namen "Schafskälte".

Die Sonne erreicht zwar ihren Höchststand, aber Wolken verdecken oft den Himmel, und die Summe der monatlichen Sonnenstunden ist nur wenig höher als im Mai.

Ausgerechnet zur Zeit des Siebenschläfers (27.6.) setzt auch noch ein Temperaturrückfall, gepaart mit den regenreichsten Tagen des Jahres, ein. Allerdings liegt der Stichtag für die Siebenschläferregel wegen der Kalenderreform von 1582 eigentlich in der ersten Julidekade. Entscheidend für die Vorhersage des Hochsommerwetters ist nicht ein einzelner Tag, sondern die Witterung während des gesamten Zeitabschnitts Ende Juni/Anfang Juli.

Die Statistik scheint der Wetterregel recht zu geben: Die Temperatur steigt im Juli kaum noch, die Sonnenscheindauer geht zurück, und die Regenmenge ist auch nicht gering, also im Mittel "durchwachsenes" Wetter. Das ist unser typischer Sommer.

Erst Ende Juli und Anfang August wendet sich das Blatt wieder. Die Temperatur erreicht ihre höchsten Werte im Jahresverlauf, und die Sonnenscheindauer nimmt wieder zu. Die "Hundstage" sind da. Das Jahr 1992 hat es sehr deutlich vor Augen geführt. Am 9. August wurden in Nord- und Ostdeutschland die bisherigen Temperaturrekorde gebrochen.

Mit einem letzten Anstieg in der Temperaturkurve verabschiedet sich Ende August der Sommer. Mitunter weiß man nicht, ob das schon ein sehr früher Altweibersommer ist, weil die Temperatur in der zweiten Augusthälfte manchmal empfindlich zurückgehen kann.

Herbst (September bis November)

Die Temperatur geht im Herbst viel gleichmäßiger zurück als sie im Frühjahr ansteigt und erreicht Ende November fast winterliche Werte.

Der Altweibersommer ist Ende September/Anfang Oktober nur schwach bei den Sonnenscheinstunden angedeutet. Der "goldene Oktober" bezieht sich offensichtlich mehr auf die Laubverfärbung als auf das Wetter. Der Warmlufteinschub um den 6. Oktober ist mit wenig Sonnenschein und erhöhtem Niederschlag, also mit Tiefdruckgebieten, verbunden.

In der zweiten Oktoberhälfte sind etwas wärmere Tage zum Teil mit mehr Sonnenschein und weniger Niederschlag vorhanden. Generell ist allerdings dieser Monat der niederschlagsärmste im Herbst.

Im November kann es bereits zu frühwinterlichen Kälteeinbrüchen kommen. Das macht sich besonders in der zweiten Monatshälfte bemerkbar, die häufig morgens zum Leidwesen der Autofahrer auch die erste Schneedecke bringt.

Die Niederschlagshöhe steigt wieder etwas an. Trotzdem ist es, entgegen landläufiger Meinung, nicht der trübste Monat: Dezember und Januar haben noch weniger Sonnenschein.

KLIMAWERTE FÜR HAMBURG

Station: Hamburg St. Pauli 1961 - 90
Stationskoordinaten: 53° 33' 00" Nord 09° 58' 10" Ost
Stationshöhe (Barometerhöhe): 34 m über NN

Monats- und Jahresmittel des Luftdruckes (hPa) :

Jan	Feb	Mar	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
1010.7	1011.4	1010.2	1009.8	1011.2	1011.4	1011.4	1011.2	1011.9	1012.0	1009.3	1009.7	1010.8

Monats- und Jahresmittel der Lufttemperatur (°C) :

0.9	1.7	4.4	8.1	13.1	16.4	17.6	17.6	14.4	10.4	5.6	2.3	9.4

Monats- und Jahressummen des Niederschlages (mm) :

64	46	57	53	60	73	80	76	71	61	69	74	784

5. MAI 1982

D E U T S C H E R W E T T E R D I E N S T

Wetterkundliche Lehrmittel

Nr. 4

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach/M.
a 67.1263

K L I M A - W E R T E f ü r H A M B U R G

Zum Gebrauch für das Wetterübersichtsblatt

Monats- und Jahresmittel der Lufttemperatur (°C)

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
o,3	1,o	3,5	7,5	12,3	15,4	17,1	16,2	13,6	8,8	4,2	1,6	8,5

Mittleres tägliches Maximum und Minimum der Lufttemperatur (°C)

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Maximum	2,3	3,2	6,4	1o,9	16,2	19,1	20,8	19,9	17,2	11,9	6,6	3,5	11,5
Minimum	-1,5	-1,1	o,9	4,o	8,3	11,5	13,6	13,o	10,5	6,5	2,3	o,o	5,7

Mittlere tägliche Schwankung der Lufttemperatur (°C)

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
3,8	4,3	5,5	6,9	7,9	7,6	7,2	6,9	6,7	5,4	4,3	3,5	5,8

Absolute Monats-Maxima und Minima und Minima der Lufttemperatur (°C)

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	
absolutes Maximum	14,4	15,1	20,1	27,6	31,7	33,1	33,5	32,1	31,9	22,6	17,3	12,6	33,5	(1881-1930)
absolutes Minimum	-18,4	-21,1	-12,1	-5,6	-o,2	4,3	7,5	5,7	1,6	-4,o	-13,5	-15,1	-21,1	(1881-1930)

Die Klimawerte für Hamburg beziehen sich:
für die Lufttemperatur auf die 50-jährige Beobachtungsreihe 1881 - 1930 -
für den Niederschlag usw. auf die 40-jährige Beobachtungsreihe 1891 - 1930 .

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036524

Mittlere Niederschlagssumme (mm)

Klima-Mittelwerte der Beobachtungsreihe 1891 - 1930

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
59	48	49	52	54	66	85	87	61	65	53	61	740 mm

Größte und kleinste monatliche und jährliche Niederschlagssummen, die im Zeitraum 1891-1930 beobachtet wurden.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Größte Menge	197	104	134	112	120	152	165	183	153	145	125	142	1o69 mm
Kleinste Menge	19	10	10	2	7	18	21	24	9	6	3	6	536 mm

Mittlere Zahl der Tage

a) mit mindestens o,1 mm Niederschlag

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
18,3	15,2	16,4	16,o	14,5	15,o	17,o	18,3	15,3	17,o	16,8	18,3	198,1 Tage

b) mit mindestens 1,o mm Niederschlag

12,1	1o,o	1o,4	1o,8	9,2	10,2	12,1	13,4	10,2	11,3	1o,6	12,2	132,5 "

c) mit mindestens 1o,o mm Niederschlag

1,1	1,o	o,9	1,o	1,3	1,8	2,6	2,3	1,4	1,7	1,2	1,5	17,8 "

Mittlere Zahl der Tage mit Gewitter

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
o,3	o,3	o,6	2,o	3,4	3,8	5,3	4,7	1,6	o,5	o,3	o,3	23,1 Tage

Mittlere tägliche Sonnenscheindauer in Stunden (1891-1930)

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1,1	2,2	3,1	5,2	6,7	6,3	5,7	5,8	4,7	2,8	1,3	o,6	3,8 Stunden

Mittlere tägliche Sonnenscheindauer in % der möglichen Sonnenscheindauer

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
13	20	26	37	42	37	35	40	37	27	15	8	31 %

5. MAI 1982

D E U T S C H E R W E T T E R D I E N S T

Wetterkundliche Lehrmittel

Nr. 4

Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes Offenbach/M.
Ai 67.1263

K L I M A - W E R T E für H A M B U R G

Zum Gebrauch für das Wetterübersichtsblatt

Monats- und Jahresmittel der Lufttemperatur (°C)

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
o,3	1,o	3,5	7,5	12,3	15,4	17,1	16,2	13,6	8,8	4,2	1,6	8,5

Mittleres tägliches Maximum und Minimum der Lufttemperatur (°C)

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Maximum	2,3	3,2	6,4	1o,9	16,2	19,1	20,8	19,9	17,2	11,9	6,6	3,5	11,5
Minimum	-1,5	-1,1	o,9	4,o	8,3	11,5	13,6	13,o	10,5	6,5	2,3	o,o	5,7

Mittlere tägliche Schwankung der Lufttemperatur (°C)

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
3,8	4,3	5,5	6,9	7,9	7,6	7,2	6,9	6,7	5,4	4,3	3,5	5,8

Absolute Monats-Maxima und Minima und Minima der Lufttemperatur (°C)

	Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr	
absolutes Maximum	14,4	15,1	20,1	27,6	31,7	33,1	33,5	32,1	31,9	22,6	17,3	12,6	33,5	(1881-1930)
absolutes Minimum	-18,4	-21,1	-12,1	-5,6	-o,2	4,3	7,5	5,7	1,6	-4,o	-13,5	-15,1	-21,1	(1881-1930)

Die Klimawerte für Hamburg beziehen sich:
für die Lufttemperatur auf die 50-jährige Beobachtungsreihe 1881 - 1930 -
für den Niederschlag usw. auf die 40-jährige Beobachtungsreihe 1891 - 1930 .

DWD Offenbach / Bibliothek
B23036524

Mittlere Niederschlagssumme (mm)

Klima-Mittelwerte der Beobachtungsreihe 1891 - 1930

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
59	48	49	52	54	66	85	87	61	65	53	61	740 mm

Größte und kleinste monatliche und jährliche Niederschlagssummen, die im Zeitraum 1891-1930 beobachtet wurden.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Größte Menge	197	104	134	112	120	152	165	183	153	145	125	142	1o69 mm
Kleinste Menge	19	10	10	2	7	18	21	24	9	6	3	6	536 mm

Mittlere Zahl der Tage

a) mit mindestens o,1 mm Niederschlag

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
18,3	15,2	16,4	16,o	14,5	15,o	17,o	18,3	15,3	17,o	16,8	18,3	198,1 Tage

b) mit mindestens 1,o mm Niederschlag

12,1	1o,o	1o,4	1o,8	9,2	10,2	12,1	13,4	10,2	11,3	1o,6	12,2	132,5 "

c) mit mindestens 1o,o mm Niederschlag

1,1	1,o	o,9	1,o	1,3	1,8	2,6	2,3	1,4	1,7	1,2	1,5	17,8 "

Mittlere Zahl der Tage mit Gewitter

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
o,3	o,3	o,6	2,o	3,4	3,8	5,3	4,7	1,6	o,5	o,3	o,3	23,1 Tage

Mittlere tägliche Sonnenscheindauer in Stunden (1891-1930)

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
1,1	2,2	3,1	5,2	6,7	6,3	5,7	5,8	4,7	2,8	1,3	o,6	3,8 Stunden

Mittlere tägliche Sonnenscheindauer in % der möglichen Sonnenscheindauer

Jan.	Febr.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
13	20	26	37	42	37	35	40	37	27	15	8	31 %

15. MAI 1967

Deutscher Wetterdienst

Wetterkundliche Lehrmittel
DIE WOLKEN
Nr. 9c

Tafel 1. Schönwetter-Himmel



Cumulus
Haufenwolke (Schönwetter-Wolke)

Wer sich für das Wetter interessiert, sieht öfters den Tag über nach dem Himmel. Wenn keine Wolken da sind, so erkennt er an der Himmelsbläue, welches Wetter zu erwarten ist: tiefblauer Himmel verrät, daß die Luft trocken ist. Weißlicher Himmel deutet auf reichlichen Wasserdampf; vielleicht stecken dazwischen schon dünne Wolken, und dann kann er mit einem Wetterumschlag rechnen.

Unser Bild zeigt **Schönwetterwolken.** Sie entstehen am Vormittag, halten sich etwa in gleicher Höhe und einzelne Teile zerfasern: sie lösen sich wieder auf. Die stärkste Bewölkung ist um Mittag zu erwarten; mit sinkender Sonne verschwinden alle Wolken wieder mehr oder weniger rasch.



Cumulus congestus
aufgetürmte Haufenwolke

Bisweilen wachsen Wolkenballen seitlich und in der Höhe Wie Knospen ragen Wolkenkuppen heraus, und wir sprechen von Quell-Bewölkung. Andere Teile lösen sich auf, wobei einzelne Fetzen in den wolkenfreien Raum zerflattern.

Je nach der Dicke der Wolkenbänke verdunkelt sich ihre Unterseite. Mitunter wandern diese Bänke ebenso über den Himmel wie die Wolkenballen des ersten Bildes. Entsprechend wird es heller und dunkler, wärmer und kühler.

Je mächtiger die Bänke sich gebildet haben, umso langsamer gehen sie abends wieder zurück. Meist kann man annehmen, daß am nächsten Tag die Bewölkung noch kräftiger einsetzen wird, wenn nicht im ganzen Luftraum eine wärmere oder doch mindestens trockenere Strömung sich durchgesetzt hat.



Stratocumulus
Haufen-Schichtwolke

Wenn sich sodann die entstehenden Wolkenballen seitlich ausbreiten, überziehen sie den Himmel mit einer mehr oder weniger lückenhaften Schicht. Zwischen den Wolken leuchtet der Himmel durch und läßt darüber keine weiteren Wolkenbildungen erkennen. Diese „Haufen-Schichtwolken" lösen sich oft abends wieder völlig auf und verraten damit, daß die Wolkenbildung nur auf die unteren Stockwerke der Atmosphäre beschränkt blieb. Stehen Haufen-Schichtwolken schon frühmorgens am Himmel, so kann man erwarten, daß sie sich tagsüber schließen und die Sonne verdecken. Jetzt gilt es immer wieder darauf zu achten, ob über der Haufenwolken-Schicht andere — höhere — Wolken gebildet werden, d. h. man muß tagsüber die Entwicklung des Wolkenhimmels solange verfolgen, als man Durchblick nach oben hat. Abends bei Auflockerung, stellt sich vielfach „Abendrot" ein, es wird mit Recht als Schönwetterzeichen für den nächsten Tag gewertet.



Stratocumulus vesperalis
Haufen-Schichtwolke in Auflösung

Hier ist das „Abendrot" — die Wolkendecke zerfällt, die dicksten Wolken brauchen am längsten, bis sie völlig zergangen — abgetrocknet — sind. Der Raum bis zur Wolkenuntergrenze ist jetzt am Abend angefüllt mit all den Teilchen und Stoffen, die tagsüber von der aufsteigenden warmen Luft vom Boden hochtransportiert werden. Diese Grundschicht der Atmosphäre ist mithin stark getrübt und verschluckt gewisse Wellenbereiche, nämlich die kurzwelligen blauen, nahezu vollkommen. Nur die langwellige, sichtbare Rotstrahlung dringt noch durch und färbt den Himmel. Jetzt verstehen wir, warum umgekehrt Morgenrot ein Anzeichen für Eintrübung sein kann: die Grundschicht ist hier über Nacht nicht völlig zur Ruhe gekommen; sie ist mit trübenden Schwebeteilchen angefüllt und relativ feucht geblieben, so daß anrückende feuchtwarme Luft alsbald höhere Wolkendecken mit Niederschlagsbereitschaft entstehen läßt.

(Echtes Morgenrot ist von Osten angeleuchteter Cirrus- oder Altostratus-Aufzug.)

DWD Offenbach / Bibliothek
B23029452

Wetterübersicht

Ort: _____ Monat: _____ Jahr: _____

Datum	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29.	30.	31.
Sonnenschein vorm.																															
Sonnenschein nachm.																															
Wind und Bewölkung	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
Wetter																															
Erdbodenzustand																															
Niederschlag																															
Temperatur																															
Pflanzenwachstum																															

Niederschlag
langjähr. Mittel:
Monatssumme:

Temperatur
langjähr. Mittel:
Monatsmittel:

Sonnenschein	Bewölkung	Wetter	Erdbodenzustand	Wachstum
vereinzelt, zeitweise, dauernd — gelb	wolkenlos, einzelne Wolken, ½ bedeckt, ½ bedeckt, ¾ bedeckt, einzelne Wolkenlücken, bedeckt	Regen, Schnee, Nieseln, Wetterleuchten/-wetter, Gewitter, Regenbogen, Nebel, Tau, Reif, Sonnenring, Mondring — grün / rot	trocken, feucht, gefroren, Schnee trocken, Schnee decke — braun, grün / blau	Aussaat, Aufgang, erste Blätter, erste Blüte, Vollblüte, Endeblüte, Frucht, Schnitt, Ernte, Laubfall — rot / grün / rot / braun

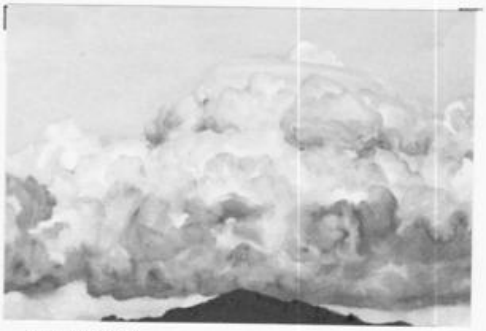
Deutscher Wetterdienst Hamburg

5. MAI 1967

Deutscher Wetterdienst

Wetterkundliche Lehrmittel
DIE WOLKEN
Nr. 9c

Tafel 2. Das Wärme-Gewitter



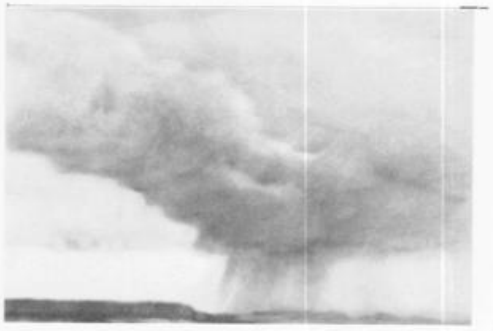
Cumulus congestus
mit Eiskappe

Auf dem nebenstehenden Bild hat sich über einer Erhebung aus einer zuerst gebildeten Haufenwolke ein Wolkengebirge gebildet. Man erkennt das Aufsteigen der Luft in den Wolkenballen an kleinen oder größeren Wolkenpilzen, die silberhell nach oben sprießen. Hier wird eine relativ feuchtere Schicht angehoben, und es muß sich Kondensation (Tröpfchenbildung) oder Sublimation (Eisbildung) einstellen. Dann beginnt in kürzester Zeit mit außergewöhnlicher Heftigkeit eine andere Wolkenbildung über oder an dem Gipfel der Wolke: es bildet sich eine Eiskappe! Bisweilen durchstößt der Hauptgipfel der Grundwolke diese oder nacheinander mehrere Kappen, — manchmal legt er solche Kappen um sich herum! Dieser Vorgang ist innerhalb von Minuten beendet. Er zeigt, wie stürmisch hier die Quellungen verlaufen. Das Aufwärtsströmen der Luft ist beträchtlich: bis zu 20 — 30 m / Sekunde sind gemessen worden.



Cumulonimbus
Gewitterwolke mit Amboß

Unter günstigen Beobachtungsverhältnissen sieht man, wie sich über einem mächtigen Wolkengebirge rasch helle, weißglänzende Wolkenschichten ausbreiten, die die ursprüngliche Grundwolke beschatten und jetzt dunkel-drohend erscheinen lassen. Die Wolke über dem Gipfel breitet sich seitlich aus, und man spricht dann von einem Amboß. Hier scheint das Gewitterstadium erreicht zu sein, d. h., im Inneren der Grundwolke ist ein Hagelturm rasch nach oben durchgestoßen, der von den weiter oben im „Amboß" gebildeten Eiswolken verdeckt wird. Meist beginnt jetzt im Rundfunk-Empfänger ein Brodeln, das anzeigt, daß sich in der Höhe elektrische Entladungen vollziehen. Nachts leuchtet dieser oder jener Teil auf, bei stärkerer Entwicklung setzt Blitz und Donner ein; den Himmel überzieht erst die sich ausbreitende hohe Wolke, dann die eigentliche Gewitterwolke.



Cumulonimbus
Unterseite (Schauer und Böenwalze)

Die Herkunft aus dem zentralen Hagelturm macht es verständlich, daß bei Gewittern häufig stärkster Niederschlag (u. U. mit Hagel) nur in schmalen Streifen auftritt. — Die vom Hagel und Regen jetzt abwärts und nach außen geblasene Luft bildet vor der eigentlichen Gewitterwolke dort, wo sie wieder aufwärts eingesogen wird, neuerdings niedrigere Wolken, die als „Böenkragen" vor dem Gewitter herzulaufen scheinen. Ihre Ankunft bringt am Boden häufig die „Gewitterböe", einen starken Windstoß, der oft unerwartet auftritt und Schaden anrichtet. Seitlich scheint unter dem Gewitter, abseits der „Fallstreifen" mit Regen und Hagel der Horizont eigentümlich gelblich durch.



Cumulonimbus
Unterseite (Schauer)

Nicht immer ist die Entwicklung eines „Wärmegewitters" in allen Stufen der Entwicklung zu verfolgen. Die rasche Ausbreitung des „Gewitterschirmes" und der Gewitterwolke selbst erzeugt den drohend-dunklen Gewitterhimmel, unter dem sich bisweilen Windstille einstellt.

Je nach der Beleuchtung erscheint auch der Böenkragen am Vorderrand der Wolken nur leicht abgesetzt. Unter dem Kerngewölk hat man überhaupt nur den plötzlich herabprasselnden Starkniederschlag zu erwarten.

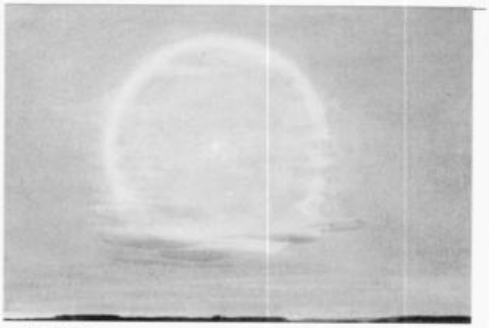
5. MAI 1967

Deutscher Wetterdienst

Wetterkundliche Lehrmittel
DIE WOLKEN
Nr. 9c

Tafel 3. Es zieht Bewölkung auf!

(Aufkommendes Regenwetter)



Cirrostratus
dünner Eisschleier mit Sonnenring

Die nebenstehende Bildreihe soll einen Eindruck vermitteln, wie etwa das Heranziehen eines Wolken- und Regengebietes aussehen könnte!

Bisweilen bemerkt man am hellen, scheinbar klaren Himmel einen farbigen Ring um die Sonne. Schützt man die Augen mit dunklen Gläsern oder kneift man sie zu, so erkennt man im Bereich der Sonne zarte Schleier. Sie scheinen sehr hoch zu liegen. Man kann keine Bewegung an ihnen verfolgen.

Derartige Ringe um Sonne (oder Mond) nennt man „Halo"! Sie treten auf, wenn Licht-Strahlen in den Eiskristallen gebrochen werden. Daher sind sie ein untrügliches Merkmal für hohe Eiswolken, in welchen eine Temperatur weit unter Null Grad herrscht.



Cirrostratus
hohe Schleierwolken-Schicht

Überprüft man den Himmel — nach mehreren Richtungen und über einige Zeit hinweg, so erkennt man anstelle der bisher weißlichen Färbung deutlich hohe Wolkenschichten, die hoch am Himmel bisweilen Struktur zeigen. Gegen den Horizont hingegen schieben sich die Wolkenflächen perspektivisch zusammen. Das Gewölk zieht langsam heraut und wird dichter und dichter. Es ist der Vorbote eines gewaltigen Wolkenfeldes, dessen Zentrum vielleicht noch Tausend Kilometer entfernt liegt.

Ein Blick auf die Wetterkarte in der Zeitung würde uns lehren, um welche Entfernungen es sich jetzt handelt, welche Zugrichtung das ganze Wolken-Regenfeld hat — und wann und wie es uns erreichen wird!



Altostratus
mittelhohe, dünne Schichtwolke

Einige Stunden später scheinen uns die Wolken tiefer zu liegen; sie sind dichter geworden, und die Sonne steht nur wie ein Schein schwach dahinter. An der Erde ist es zwar noch hell, aber die Schlag-Schatten verblassen. Unter der hohen Schicht bauen sich mit der Zeit tiefere Wolkendecken an, zunächst in Fetzen, dann zusammengeschlossen in Decken.



Altostratus opacus
mittelhohe, dichte Schichtwolke

Dann hat sich der Himmel grau in grau überzogen. Ein schwacher Schimmer verrät noch den Ort der Sonne. Anstelle der vorhin heraufziehenden Fetzen sind jetzt Schlieren im Wolkenfeld aufgetreten. Gegen den Horizont erkennt man noch tiefere Wolken, die von der Seite wie schmale Scheiben aussehen, besonders, wenn sie von hier aus noch aufgehellt werden. Die Sonnnenstrahlung wird jetzt von den Wolkenoberflächen zurückgespiegelt; bis zum Boden dringt sie nicht mehr durch. Dafür ist meist der Wind eingeschlafen!



Altocumulus mit Altostratus
in mehreren Schichten

Schließlich haben sich unter den hohen Decken immer neue Wolkenstockwerke ausgebreitet, die bisweilen deutlich getrennt erscheinen, aber auch manchmal ineinander zu zerfließen scheinen.

Nach einiger Zeit beginnt feiner Regen zu fallen.

Im allgemeinen ist die Ergiebigkeit an Niederschlag in diesem Stadium nicht sehr groß, und oft verdampft der Regen an dem warmen trockenen Erdboden rasch wieder.

5. MAI 1967

Deutscher Wetterdienst

Wetterkundliche Lehrmittel
DIE WOLKEN
Nr. 9c

Tafel 4. Gewitter-Vorboten

Himmelsansichten mittelhoher Wolken



Altocumulus castellanus
türmchenartige Quellungen

„Castellanus" = Wolkenwand mit Zinnen ähnlich einem Schloßturm. — Die Wolkenknospen, die einer gemeinsamen Grundfläche aufsitzen, haben die ursprünglich hier vorhandene Sperrschicht durchstoßen (Sperrschicht = Inversion). Sie vermögen in den Oberraum hineinzuwachsen, weil diese Schicht nicht so trocken ist, daß alles darin sofort vertrocknet.

„Castellanus" ist ein nahezu untrügliches Zeichen dafür, daß man im Verlauf des Tages mit Gewittern rechnen muß! Der für Gewitter erforderliche Feuchtevorrat in der Höhe kennzeichnet sich in der weißlichen Färbung des Himmels! Allerdings zeigen sich die Wolkenzinnen nicht immer so isoliert wie hier, — bisweilen stehen sie auch hoch über dem Beobachter, und man erkennt sie nur in der Tiefe des Wolkenhimmels!



Altocumulus floccus
flockige, mittelhohe Haufenschichtwolke

„Floccus" — dieser eigenartig „ausgezupfte" Himmel verrät ebenfalls große Luftfeuchte: die Ränder der Flocken verbreitern sich, sie fließen zusammen, und die Decke wird sich bald schließen. Die Himmelsfarbe darüber ist ebenfalls weißlich und deutet gleichfalls hohen Dampfgehalt an. Damit zeichnet sich die Voraussetzung für die Entwicklung von Gewittern ab, wozu relativ kühlere, feuchte Schichten in der Höhe notwendig sind.



Altocumulus
in verschiedenen Formen – „chaotisch"

Der Ausdruck „chaotisch", besser vielleicht „Wolkenwirrwarr" will sagen, daß die verschiedensten Wolken, in verschiedenen Höhen und mit regellosen Formen in mittelhohen Schichten der Atmosphäre entstehen.

Am Horizont haben sich bereits Wolkenberge (Cumulus = Haufenwolken) gebildet, deren runde glatte Gipfelformen anzeigen, daß sie noch in die Höhe wachsen.

Sobald ihre Quellungen in die mittelhohe Schicht des Wolkenwirrwarrs eintreten, erhalten sie hier neuen Auftrieb, und wo vom überhitzten Boden her ein kräftiger Warmluftstrom einen großen Wolkenhaufen zu bilden vermochte, entsteht nun bald ein Hagelturm.

Die Wolkenansichten dieser Reihe stellen somit Frühstadien sommerlicher Wärmegewitter dar. Sobald sich aber die unteren Wolkendecken schließen, ist die darüber fortschreitende Entwicklung nicht mehr zu erkennen: man muß daher rechtzeitig — und immer — wieder nach dem Himmel sehen.

5. MAI 1967

Deutscher Wetterdienst

Wetterkundliche Lehrmittel
DIE WOLKEN
Nr. 9c

Tafel 5. Entwicklung eines Wolkenhimmels

Übergangsformen in verschiedenen Schichten



Cirrostratus
darunter tiefe Haufenwolken

Hohe Eis-Schichtwolken über Haufenwolken.

Dieser Wolkenhimmel zeigt sich in den seitlichen Teilen eines weitab vorbeiziehenden ausgedehnten Wolkenfeldes; die Eisschichtwolken verraten, daß in großer Höhe wasserdampfreiche Luft ihren Überschuß als Eiskristalle ausscheiden mußte, — aber auch in den tiefen Schichten reichte die Abkühlung der aufsteigenden Luft zur Bildung von Haufenwolken aus.

Beide Wolkenbildungen stehen ohne Zusammenhang am Himmel; höchstens wird das Wachstum der Haufenwolken verlangsamt, weil der hohe Schirm der Eiswolken die Sonnenstrahlung und damit die Heizung der bodennahen Luft verringert.



Altocumulus
aus Köpfen von Haufenwolken entstanden

Mittelhohe Haufenwolken sind hier aus der tieferen Schicht von Haufenwolken hervorgegangen. Es haben sich die Köpfe besonders hoher Wolkentürme seitlich ausgebreitet und eine Decke gebildet, die sich allerdings von den sonst hier als „Schäfchenwolke" angesprochenen Altocumuli (= mittelhohe Haufenwolken) unterscheidet: während bei Schäfchen in der Regel nur diese Schicht für sich allein am Himmel steht, die einzelnen Wolkenbällchen auch gut gegeneinander abgesetzt sind, hängen hier die verschieden hohen Schichten zusammen, und die Bällchen der höheren Schicht sind unterschiedlich ausgebildet.



Stratocumulus-Decke

Decke aus Haufenschichtwolken.

Eine Wolkenschicht mit einer einheitlichen Grundfläche zeigt in mehr oder weniger regelmäßigen Rippeln Einzelformen, die hier als Haufenwolken angesprochen werden. — Solche Schichten entstehen entweder, wenn Haufenwolken, die tagsüber gebildet wurden, abends nicht zur Auflösung kommen, weil die abendliche Abkühlung nicht eintreten konnte, — oder wenn dickere Wolkenschichten, aus denen früher reichlich Niederschlag gefallen ist, jetzt langsam von obenher infolge Erwärmung dünner und dünner werden.

Dieser Wolkenhimmel tritt bisweilen als Zwischenform auf, wenn Wolken- und Niederschlagsfelder so rasch über uns hinwegziehen, daß es dazwischen nicht zur völligen Aufheiterung kommt.

02. Juli 1990

DEUTSCHER WETTERDIENST

WETTERKUNDLICHE LEHRMITTEL
Nr. 20

Bibliothek
des
Deutschen Wetterdienstes
Offenbach / M.
90.795

Zur Bedeutung der Begriffe in den Wetterberichten

Hamburg, 1990

DWD Offenbach / Bibliothek
B23029451
LR (101)

ZUR BEDEUTUNG DER BEGRIFFE IN WETTERBERICHTEN

Um den Hörer von Rundfunkwetterberichten oder den Leser der Zeitungswetterberichte nicht allzusehr mit trockenen Zahlen zu belasten, bedient sich der Meteorologe bei der Abfassung seiner Textvorhersagen eines Arsenals von Ausdrücken, die das zu erwartende Wetter möglichst anschaulich machen sollen. Das gelingt nicht in allen Fällen, denn es ist meist nicht bekannt, welche Beobachtungs- oder Meßwerte den Ausdrücken zugeordnet sind. So wird sich mancher fragen, was denn der Unterschied zwischen heiter und sonnig sei oder wo der mäßige Frost endet und der strenge Frost beginnt usw. Einzelne Begriffe erscheinen diffus und auslegbar, worunter die Glaubwürdigkeit der Prognose leidet. Daher ist die Feststellung wichtig, daß jedem Ausdruck ein bestimmter Meß- oder Beobachtungswert bzw. -bereich zugeordnet ist. Dies ist nicht nur für die Klarheit der Aussage notwendig, sondern auch für die Prüfung der Prognose, die nach einheitlichem Schema bei allen Wetterämtern vorgenommen wird. Im folgenden sollen die gängigen Ausdrücke erläutert werden.

Bewölkung

Die Bewölkungsmenge wird vom Beobachter geschätzt und in Achteln der Himmelsbedeckung angegeben. Sind keine Wolken vorhanden, spricht man von wolkenlos. Vom Auftreten des kleinsten Wölkchens bis zu einer Bedeckung von nicht ganz 2/8 ist der Himmelsanblick "heiter". Eine Bedeckung von 2/8 bis 3/8 heißt "leicht bewölkt". Solange die Bewölkung unter 4/8 bleibt, wird daß Wetter bei Tage als "sonnig" bezeichnet, sofern es sich überwiegend um durchscheinende Wolken handelt. "Wolkig" bedeutet eine Bedeckung von 4 bis 6/8, "stark bewölkt" eine solche von 7/8. Von starker Bewölkung spricht man auch, wenn man nur wenig blauen Himmel sehen kann. Nur wenn kein blaues Loch mehr zu finden ist, wird der Ausdruck "bedeckt" verwendet. Nun gibt es noch die Fälle bedeckten Himmels, in denen die Wolkendecke aus besonders tiefliegendem Stratus oder Stratocumulus besteht oder in denen eine sehr dicke Wolkenschicht nur sehr wenig Sonnenlicht zur Erdoberfläche gelangen läßt. Das Wetter ist dann "trüb". Schließlich werden noch die Ausdrücke "wechselnd bewölkt" und "Bewölkungsschwankungen" verwendet. Der erstere beschreibt einen raschen Bewölkungswechsel mit Änderungen um mehrere Achtel in wenigen Minuten, während mit dem zweiten der Durchzug von größeren Wolkenfeldern gemeint ist, wobei die Bewölkung in Zeitabschnitten von etwa einer halben Stunde oder mehr wechselt. Für dünne durchscheinende Cirrusbewölkung gilt eine Ausnahme. Auch wenn der ganze Himmel davon bedeckt ist, spricht man wegen des Gesamteindrucks geringer Bewölkung von "heiter".

Niederschlag

Wir kennen grundsätzlich zwei Arten des Niederschlags, 1. den Regen bzw. Schneefall, der oft recht regelmäßig aus Schichtwolken, meist Nimbostratus, fällt und längere Zeit anhält und 2. den Schauer, der als Schnee oder Regen aus Haufenwolken, meist Cumulonimben fällt, stark in der Intensität wechselt, räumlich eng begrenzt ist (einige Kilometer) und nur einige Minuten bis etwa eine halbe Stunde andauert. Es ist daher schwierig, die zeitliche und räumliche Verschiedenartigkeit der Niederschlagsmengen und -intensität zu beschreiben. Wir müssen die verwendeten Begriffe in die drei Gruppen, 1. Menge und Intensität, 2. räumliche, 3. zeitliche Variation des Niederschlags einteilen.

Zu Punkt 1 bedürfen die Ausdrücke "trocken" und "niederschlagsfrei" wohl keiner Erläuterungen. "Im wesentlichen trocken" bedeutet, daß, wenn überhaupt, nur so wenig Niederschlag fällt, daß die Menge nicht gemessen werden kann. Mit "überwiegend trocken" oder "nur unbedeutende Niederschläge" werden Situationen bezeichnet, in denen zwar im allgemeinen kein Niederschlag fällt, wobei aber an wenigen Stellen des Vorhersagebereichs durchaus meßbare Niederschlagsmengen bis ca. 0,3 l/m^2 fallen können. Wird "leichter Niederschlag" vorhergesagt, so ist für den Vorhersagezeitraum eine Menge zwischen 0,3 und 2 l/m^2 zu erwarten, bei "mäßigem Niederschlag" können 2 bis 5 l/m^2 fallen, und alles was darüber ist wird als "starker" oder "ergiebiger Niederschlag" bewertet.

"örtlich", wenn Niederschlag auf kleinstem Gebiet oder in einer Großstadt in in nicht allen Stadtteilen auftritt. Bei "strichweise", gebietsweise" können schon größere Gebiete erfaßt werden. Gemeint sind klimatisch zusammengehörende Landschaften wie z. B. die Luvseite eines Gebirges. Mit "verbreitete Niederschläge" soll ausgedrückt werden, daß an mehr als der Hälfte aller Beobachtungsstationen im Vorhersagegebiet Niederschlag gemessen werden wird. In der Regel fällt nicht an allen Beobachtungsstationen Niederschlag, selbst wenn ein scheinbar geschlossenes Niederschlagsgebiet den Vorhersagebereich überquert.

Die Beschreibung der zeitlichen Folge von Niederschlägen spricht eigentlich für sich. Mit "gelegentlich, wiederholt" Niederschlag oder Schauer ist ein Wechsel von meist nur kurzen Niederschlägen und längeren bzw. kurzen niederschlagsfreien Zeiten gemeint. Die Formulierung "zeitweise" besagt, daß der Niederschlag im Vorhersagezeitraum in einem oder mehreren Zeitabschnitten fällt, wobei diese Zeitabschnitte größer sind als bei den "gelegentlichen" oder "wiederholten" Niederschlägen. "Länger anhaltend" ist Niederschlag, der über mehrere Stunden hinweg ohne Unterbrechung fällt. Das Wort "überwiegend" wird nur in Verbindung mit "niederschlagsfrei" oder "trocken" verwendet und soll ausdrücken, daß nur kurzzeitig geringfügiger Niederschlag zu erwarten ist.

Temperatur

Die Temperatur zeigt zwar wesentlich kontinuierlichere Übergänge als der Niederschlag, da sie jedoch dem subjektiven Empfinden des Menschen unterworfen ist, bestehen auch hier erhebliche Schwierigkeiten, für bestimmte Temperaturbereiche den richtigen Ausdruck zu finden. Eine Luftmasse, die im Winter als sehr mild empfunden wird, gilt im Sommer als ungewöhnlich kühl, obwohl sie die gleiche Temperatur hat. Um dieser Tatsache gerecht zu werden, ordnet man den temperaturbeschreibenden Ausdrücken zu verschiedenen Jahreszeiten verschiedene Temperaturbereiche zu. Manche Begriffe werden aus diesem Grunde auch nur zu gewissen Jahreszeiten verwendet. Eine Tabelle soll dies für die Höchsttemperaturen verdeutlichen.

	Höchsttemperatur (Grad Celsius)			
	Dez.-Febr.	März+Nov.	April+Okt.	Mai-Sept.
kalt	< 0	< 2	< 4	< 8
ziemlich kalt	0 - 2	2 - 6	4 - 6	-
sehr kühl	-	-	-	9 - 13
kühl	-	-	6 - 10	13 - 17
normal	3	6 - 10	10 - 12	-
mild	3 - 8	8 - 12	12 - 16	-
sehr mild	8 - 12	12 - 16	16 - 20	-
ungewöhnlich mild	> 12	-	-	-
mäßig warm	-	-	-	17 - 21
warm	-	> 16	> 20	21 - 25
sehr warm	-	-	-	25 - 28
heiß	-	-	-	> 28

Bei den Tiefsttemperaturen wird der Frost, entsprechend seiner Stärke, in 5 Stufen eingeteilt. Es gibt den "geringen Frost" zwischen 0 und -2 °C, den "leichten Frost" zwischen -2 und -5 °C, den "mäßigen Frost" zwischen -5 und -10 °C, den "strengen Frost" zwischen -10 und -15 °C und den "sehr strengen Frost" unter -15 °C.

Windgeschwindigkeit

Für die Windgeschwindigkeit werden, mit Ausnahme von Sturm- bzw. Orkanböen, nie Zahlen genannt. Sie könnten von der Öffentlichkeit nicht verstanden werden, da kaum jemand privat einen Windmesser besitzt, wohingegen Thermo-oder Hygrometer viel gebrauchte Instrumente sind, wenn häufig auch nur für die Zwecke der Raumausstattung. In den Wetterberichten werden daher die Ausdrücke verwendet, mit denen schon vor über 170 Jahren der englische Admiral Beaufort versuchte, eine auf der Wirkung des Windes beruhende Stufung einzuführen. In den Berichten wird stets die mittlere Windstärke angegeben, die über einen 10-Minuten-Zeitraum beobachtet oder gemessen wird. Sie ist meist geringer als der Laie nach dem optischen Eindruck schätzt, da auf jede Bö eine Flaute folgt, er jedoch den Eindruck der Bö als Maß nimmt. Bei der Schätzung der mittleren Windgeschwindigkeit sollte man daher immer mindestens einen Stärkegrad weniger ansetzen. Andererseits kann man, was die Auswirkung des Windes betrifft, dem vorhergesagten Wind getrost eine Stärke zuschlagen, da meistens Böen auftreten werden, die einige Stärkegrade über dem Durchschnitt liegen.

Mit "Windstille" oder "schwacher Wind" werden die Beaufortgrade (oder Windstärken) 0 bis 3 entsprechend 0 bis 19 km/h bezeichnet, wobei lediglich die Blätter von Bäumen bewegt werden. Beaufort 4 ist "mäßiger Wind" (20 bis 28 km/h), der schon Äste bewegt. Unter "frischem Wind" wird die Windstärke 5 (29 bis 38 km/h) - kleine Laubbäume werden bewegt - und unter "starkem Wind", der schon starke Äste schüttelt, die Stärke 6 (39 bis 49 km/h) verstanden. In der ursprünglichen Beaufortskala wird die Windstärke 7 (50 bis 61 km/h), die ganze Bäume in Bewegung hält, als "steifer Wind" bezeichnet. Dieser Ausdruck kommt aus der Seemannssprache (wie überhaupt die ganze Skala zunächst auf die Beobachtungen auf See zugeschnitten war). Er hat sich jedoch nicht durchgesetzt. Man hat sich hierbei mit "starker bis stürmischer Wind" geholfen, denn diese Windstärke stellt den Übergang zum "stürmischen Wind", Windstärke 8 (62 bis 74 km/h) dar, wobei Zweige von Bäumen abgebrochen und das Gehen erheblich erschwert werden. Die bereits größeren Schaden erzeugenden Windstärken 9 und 10 "Sturm" und "schwerer Sturm" (75 bis 88 km/h bzw. 89 bis 102 km/h) kommen in den Niederungen nur recht selten vor und die Windstärken 11 und 12 "orkanartiger Sturm" und "Orkan" (103 bis 117 km/h und mehr) sind zerstörerische Ereignisse, die im Binnenland, abgesehen von hohen Bergkuppen, nur in Böen alle paar Jahre einmal auftreten.

Windrichtung

Die Richtung, wird in den 8 Haupt- und Zwischenwindrichtungen angegeben. Bei schwachwindigen Wetterlagen (0 bis 19 km/h) kann auch der Ausdruck "uneinheitliche Richtung" auftauchen, wenn sowohl räumlich als auch zeitlich häufige Schwankungen der Windrichtung auftreten.

Mit diesen oben dargestellten Definitionen und Beziehungen kann der aufmerksame Hörer bzw. Leser aus den Vorhersagen des Deutschen Wetterdienstes noch mehr Informationen entnehmen als bisher. Er hat aus dieser Beschreibung vielleicht auch einen Eindruck bekommen von der Vielfalt der Möglichkeiten im Ablauf der Wettererscheinungen und in ihrer räumlichen Verteilung, so daß er es nicht gleich als Fehlvorhersage wertet, wenn an seinem Wohnort kein Niederschlag fällt, obwohl doch "strichweise Regen" vorhergesagt worden war.

Dr. Werner Horst