

I 2 107. 107

LEITFÄDEN FÜR DIE AUSBILDUNG
IM DEUTSCHEN WETTERDIENST

NR. 1

Allgemeine Meteorologie

Bearbeitet von
Theodor Meissner, Paul Bohr und Paul Hess

Offenbach am Main 1966
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes



LEITFÄDEN FÜR DIE AUSBILDUNG
IM DEUTSCHEN WETTERDIENST

NR. 1

Allgemeine Meteorologie

Bearbeitet von
Theodor Meissner, Paul Bohr und Paul Hess

Offenbach am Main 1966
Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes

I 9 25



67.643

Vorwort

Die „Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst“ verfolgen das Ziel, den während der Ausbildungszeit übermittelten Stoff in kurzer und übersichtlicher Form verständlich darzustellen. Sie sollen es ermöglichen, das im Unterricht erarbeitete Fachwissen weiter zu vertiefen.

Der vorliegende Leitfaden ersetzt kein Lehrbuch der „Allgemeinen Meteorologie“, sondern enthält lediglich die Stoffgebiete, die an der Wetterdienstschule gelehrt werden und deren Kenntnis im praktischen Wetterdienst für notwendig erachtet wird.

Für diejenigen Leser, die sich in dieses umfangreiche Gebiet weiter vertiefen möchten, bietet das Literaturverzeichnis eine Auswahl von Lehrbüchern und Arbeitsunterlagen.

Inhalt	Seite
1. Einleitung	3
2. Zusammensetzung und Aufbau der Atmosphäre	3
3. Wärmehaushalt und Temperatur	5
3.1. Wärmehaushalt	5
3.2. Temperatur	6
4. Luftdruck und Wind	7
4.1. Luftdruck	7
4.2. Wind	9
5. Der Wasserdampf in der Atmosphäre	11
5.1. Physikalische Grundlagen	11
5.2. Meßgrößen des Wasserdampfes	12
6. Aerologie	13
6.1. Einführung	13
6.2. Das thermodynamische Diagrammpapier (nach <i>Stüve</i>)	13
6.2.1. Die Trockenadiabaten	13
6.2.2. Die Linien gleichen Sättigungs-Mischungsverhältnisses	14
6.2.3. Hebungs- und Konvektions-Kondensationsniveau	15
6.2.4. Die Feuchtadiabaten	16
6.2.5. Die potentielle und pseudopotielle Temperatur	16
6.2.6. Die virtuelle Temperatur	17
6.2.7. Hilfsdiagramme	17
6.2.8. Formelzeichen und Erläuterungen zum thermodynamischen Diagrammpapier (nach <i>Stüve</i>)	18
6.3. Die Berechnung der Druckhöhenkurve im thermodynamischen Diagrammpapier	18
6.4. Die Bestimmung der Stabilitäts- und Labilitäts- sowie der Auslöseenergie	20
6.4.1. Stabilität und Labilität	20
6.4.2. Auslöseenergie	21
7. Die Wolken	22
7.1. Definition	22
7.2. Die Wolkenelemente	22
7.2.1. Größe der Wolkenelemente	22
7.2.2. Entstehung der Wolkenelemente	23
7.3. Die Wolkenformen	24
7.3.1. Wolkenstockwerke	24
7.3.2. Wasserwolken	25
7.3.3. Eiswolken	25
7.3.4. Mischwolken	26
7.4. Wolkenklassifikation	26
7.4.1. Aussehen der Wolken	26
7.4.2. Wolkengattungen	27
7.4.3. Wolkenarten	27
7.4.4. Unterarten	28
7.4.5. Sonderformen und Begleitwolken, Mutterwolken	28
7.5. Beschreibung der einzelnen Wolkengattungen (mit Arten, Unterarten usw.)	28
7.6. Wolkenbildung durch besondere Vorgänge	36
7.6.1. Orographische Wolken	36
7.6.2. Wolken in der Strato- und Mesosphäre	37
7.6.3. Kondensationsstreifen (Kondensstreifen)	37

7.6.4.	Brandwolken	37
7.6.5.	Wolken bei Vulkanausbrüchen	38
7.7.	Wolkenauflösungsprozesse	38
7.7.1.	Wolkenauflösung durch Wasserdampfabnahme infolge Sublimation	38
7.7.2.	Wolkenauflösung durch Erwärmung über den Taupunkt	38
7.7.2.1.	Nebel- und Wolkenauflösung durch Wärmezufuhr und Strahlung	38
7.7.2.2.	Wolkenauflösung durch adiabatische Erwärmung	38
7.7.3.	Wolkenauflösung durch Mischung	39
8.	Die Niederschläge	39
8.1.	Fallende Niederschläge	39
8.1.1.	Die Arten fallender Niederschläge	39
8.1.2.	Die Entstehung fallender Niederschläge	40
8.1.2.1.	Wachstum durch Kondensation von übersättigtem Wasserdampf	40
8.1.2.2.	Niederschlagsbildung durch Sublimationswachstum der Eiskristalle in Mischwolken	40
8.1.2.3.	Niederschlagsbildung durch Koagulation	40
8.2.	Abgesetzte Niederschläge	42
8.2.1.	Die Arten der abgesetzten Niederschläge	42
8.2.2.	Die Entstehung abgesetzter Niederschläge	42
8.3.	Abgelagerte Niederschläge	43
8.3.1.	Arten der abgelagerten Niederschläge	43
8.3.2.	Entstehung der abgelagerten Niederschläge	43
8.4.	Von der Erdoberfläche aufgewirbelte Niederschläge	43
9.	Die Großzirkulation der Erde	43
9.1.	Der Grundzustand	44
9.2.	Die Westdrift der gemäßigten Breiten	45
9.3.	Die Idealzyklone (nach V. Bjerknes)	47
9.4.	Trog und Kaltlufttropfen	48
9.5.	Das Hochdruckgebiet	48
9.5.1.	Kalte Hochdruckgebiete	49
9.5.2.	Warme Hochdruckgebiete	49
9.6.	Die Luftmassenklassifikation (nach Scherhag)	50
10.	Wolkenbildung und Wettererscheinungen an Fronten und Konvergenzen (Trog, Kaltlufttropfen usw.)	51
10.1.	Warmfrontbewölkung und -wettererscheinungen	51
10.1.1.	Die stabile Warmfront	51
10.1.2.	Die labile Warmfront	52
10.2.	Kaltfrontbewölkung und -wettererscheinungen	52
10.2.1.	Die aktive Kaltfront	52
10.2.1.1.	Stabiler Typ der aktiven Kaltfront	53
10.2.1.2.	Haupttyp der aktiven Kaltfront	53
10.2.1.3.	Labiler Typ der aktiven Kaltfront	54
10.2.1.4.	Höhenkaltfront	54
10.2.2.	Die passive Kaltfront	54
10.2.2.1.	Stabiler Typ der passiven Kaltfront	55
10.2.2.2.	Labiler Typ der passiven Kaltfront	55
10.3.	Okklusionsbewölkung und -wettererscheinungen	55
10.3.1.	Warmfrontokklusion	55
10.3.2.	Kaltfrontokklusion	56
10.4.	Wolkenbildung und Wettererscheinungen an Konvergenzen	56
10.4.1.	Tiefdruckrinne zwischen zwei Hochdruckgebieten	56
10.4.2.	Trogachse	57
10.4.3.	Kaltlufttropfen	57
11.	Besondere Wettererscheinungen	57
11.1.	Gewitter	57
11.1.1.	Erscheinungsformen des Gewitters	57
11.1.2.	Einteilung der Gewitter	58
11.2.	Trombe und Tornado	59
	Literaturhinweise	60

Anschrift der Bearbeiter:

Dr. Th. Meissner, Wetterdienstschule, 673 Neustadt, Villenstr. 10
P. Bohr, Wetterdienstschule, 673 Neustadt, Villenstr. 10
Dr. P. Hess, Deutscher Wetterdienst — Zentralamt,
605 Offenbach a. M., Frankfurter Straße 135

1. Einleitung

Unter **Meteorologie** versteht man die Lehre von den physikalischen Erscheinungen der Erdatmosphäre. Sie ist ein Teilgebiet der Geophysik, die außerdem die Physik des festen Erdkörpers (auch als Geophysik im engeren Sinne bezeichnet) und der flüssigen Erdoberfläche (Hydrologie, Ozeanographie) umfaßt.

Zur Meteorologie gehören als wichtige Teilgebiete im praktischen Wetterdienst die Klimatologie, die Synoptische Meteorologie und die Aerologie.

Die **Klimatologie** ist die Lehre von den mittleren Zuständen in der Atmosphäre und dem durchschnittlichen Verlauf der Witterung über einem größeren oder kleineren Gebiet. Der Beginn der wissenschaftlichen Klimatologie geht auf das Ende des 18. Jahrhunderts zurück. Aus ihr hat sich die Bioklimatologie (Agrar- und Medizinmeteorologie) entwickelt.

Die **Synoptische Meteorologie** wertet meteorologische Gesetze und Erfahrungsregeln für die Wettervorhersage aus. Ihre Entstehung, die auf die Möglichkeit einer raschen Nachrichtenübermittlung angewiesen war, liegt in der Mitte des 19. Jahrhunderts.

Die **Aerologie** ist die Physik der freien Atmosphäre. Sie war an die Entwicklung einwandfreier Meßmethoden für Luftdruck, Temperatur und Feuchte in der Höhe geknüpft und kam mit dem Ende des 19. bzw. Anfang des 20. Jahrhunderts auf. Sie ist heute eine der wichtigsten Grundlagen der Synoptischen Meteorologie.

2. Zusammensetzung und Aufbau der Atmosphäre

Die Luft ist ein Gasgemisch, dessen beständige Zusammensetzung in den untersten 80 km unserer Atmosphäre durch folgende Tabelle wiedergegeben wird, wobei der Anteil des veränderlichen Wasserdampfgehaltes nicht berücksichtigt ist.

Gas	Volumen- anteil	Massen- anteil	Molekular- gewicht
Stickstoff N ₂	0,7809	0,7552	28,016
Sauerstoff O ₂	0,2095	0,2315	32,000
Argon A	0,0093	0,0128	39,944
Kohlendioxid CO ₂	0,0003	0,0005	44,010
trockene Luft	1,0000	1,0000	28,966

Außer den genannten Gasen sind in der Luft noch verschiedene Edelgase und andere Beimengungen wie Staub, Kondensationskerne und Spaltprodukte kernchemischer Prozesse vorhanden, jedoch in so geringen Mengen, daß die Luft als permanentes Gas mit obiger Zusammensetzung behandelt werden kann, zumal die Siedepunkte der vorhandenen Gase fast ausschließlich unter den in der Atmosphäre vorkommenden Temperaturen liegen.

Absolut trockene Luft tritt in der Atmosphäre praktisch nicht auf, vielmehr ist für das atmosphärische Geschehen der Wasserdampf als das wichtigste Gas zu nennen, dessen Anteil großen örtlichen und zeitlichen

Schwankungen unterworfen ist; dieser bewegt sich zwischen 0 und 4 Volumenprozenten. Sein Molekulargewicht beträgt 18,016. Seine Besonderheiten liegen darin, daß sein Anteil mit der Höhe viel rascher abnimmt als die anderen Bestandteile der Luft und daß er in allen 3 Aggregatzuständen, nämlich als Wasserdampf, Wasser und Eis in der Atmosphäre auftritt. Abgesehen von den Schwankungen des Anteils von Wasserdampf in allen Höhen und der Kohlensäure in Bodennähe — eine Auswirkung der Verbrennungs-, Atmungs- und Assimilationsvorgänge — ist die Zusammensetzung der Luft nach den neueren Untersuchungen infolge dauernder Durchmischung in den unteren 80 km konstant; eine Schichtung nach der Dichte, wie früher vielfach angenommen wurde, ist in diesen Höhen nicht vorhanden.

Als dünne Schale umgibt die Lufthülle die Erde. Sie ist durch die Schwerkraft mit dem festen und flüssigen Teil verbunden und folgt der Erdrotation.

Die untersten 11 km der Atmosphäre, in denen sich das Wettergeschehen abspielt, und wo sich bereits $\frac{3}{4}$ der gesamten Atmosphärenmasse befindet, machen etwa $\frac{1}{600}$ des Erdhalbmessers von 6371 km aus. Die vertikalen Ausdehnungen sind demnach klein gegenüber den horizontalen. Die im Vergleich zum Erdumfang dünne Schicht zeigt jedoch keinen einheitlichen, sondern einen stockwerkartigen Aufbau (Abb. 1). Die unterste Schicht, die durch eine Temperaturabnahme mit der Höhe gekennzeichnet ist, wird Troposphäre (Durchmischungsschicht) genannt; sie wird durch die Tropopause (Grenzschicht) von der darüberliegenden Stratosphäre getrennt. Das Charakteristische der Stratosphäre sind die mit zunehmender Höhe gleichbleibenden (Isothermie) und sogar zunehmenden (Inversion) Temperaturen. Die mittlere Höhe der Tropopause steigt von 8 km über dem Pol und 11 km in unseren Breiten bis zu 16 km über dem Äquator; diese Werte sind jedoch starken, insbesondere jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen. Die Temperaturen an der Tropopause bewegen sich zwischen -50°C am Pol und -90°C am Äquator.

Demnach entspricht der kalten polaren Troposphäre eine warme polare Stratosphäre, der warmen tropischen Troposphäre eine kalte Stratosphäre. Dieses Gegenläufigkeitsprinzip gilt für die gesamte Atmosphäre in allen Breiten. Weiterhin unterscheidet sich die Troposphäre durch ihren Feuchtigkeitsgehalt von der praktisch trockenen Stratosphäre. Die Isothermie im unteren Teil und die dann folgende Inversion der Stratosphäre wirkt als Sperrschicht für Wolkenbildung und andere atmosphärische Vorgänge, die auf die Troposphäre beschränkt bleiben.

An die Stratosphäre, die bis zu einer Höhe von etwa 50 km reicht, schließt sich die Mesosphäre bis etwa 80 km und die Ionosphäre, teils auch als Thermosphäre bezeichnet, bis etwa 500 km an. Wie der Name andeutet, spielen in der Ionosphäre die elektrischen Erscheinungen eine bedeutende Rolle. Beginnend bei 80 km sind dort stark ionisierte Schichten, als D-, E-, und F-Schichten bekannt, die infolge der Reflexion der elektrischen Wellen den Hörbereich von Kurzwellensendern der Erdoberfläche beträchtlich ausdehnen.

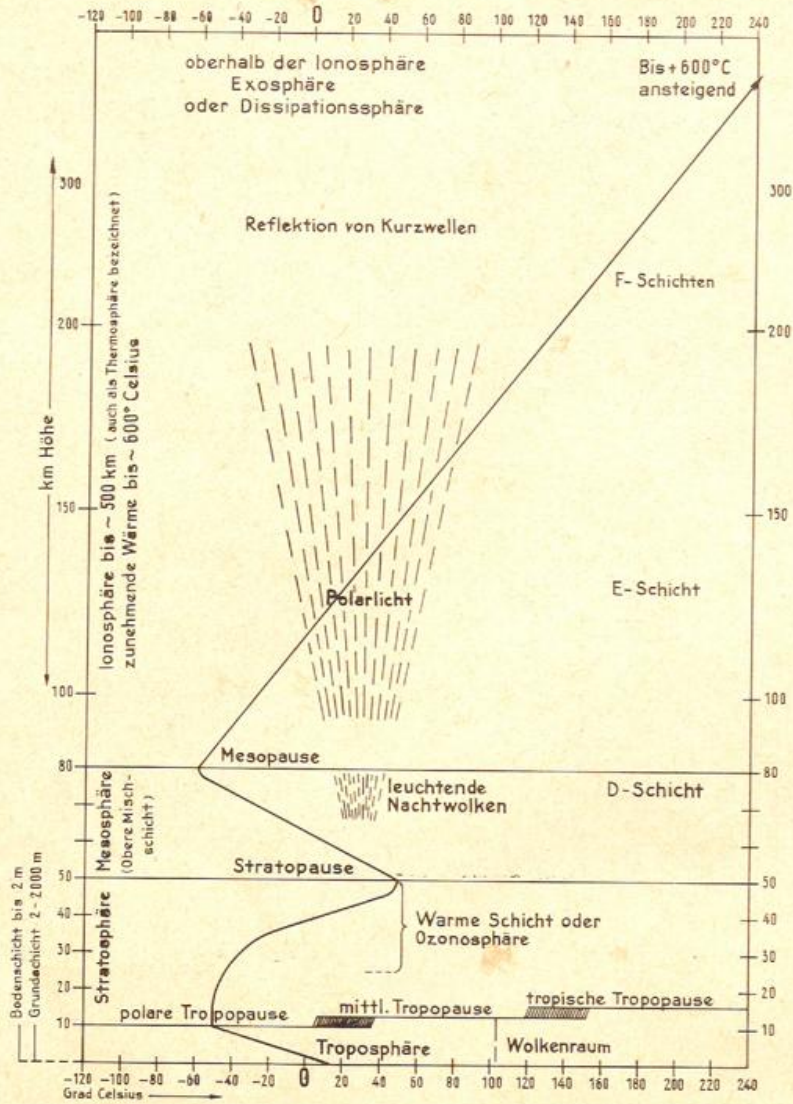


Abb. 1
Aufbau der Atmosphäre

Oberhalb etwa 500 km Höhe als oberer Grenze der Ionosphäre folgt die Exosphäre; in diesen Höhen können bereits einzelne Moleküle aus dem Schwerefeld der Erde in den Weltraum entweichen.

Zu den genannten Schichten ist noch folgendes zu bemerken: Die untersten 2 m der Troposphäre bezeichnet man als bodennahe Luftschicht, mit der sich besonders die Mikroklimatologie befaßt. Bis zu einer Höhe von 1000—2000 m spricht man von der Grundsicht. Die Temperatur-, Reibungs- und Strömungsverhältnisse in dieser Schicht werden stark von der Erdoberfläche beeinflusst. Ihre Höhe ist sehr variabel, auch wird sie häufig durch eine Inversion abgeschlossen, die als Sperrschicht für die vertikale Luftbewegung wirkt und damit häufig die Obergrenze einer Dunst-, Wasserdampf-, Wolken- und Strömungsschicht darstellt.

Unterhalb der Tropopause werden häufig auffallend starke Luftströmungen beobachtet, denen besonders die Luftfahrt große Beachtung schenkt. Diese Strahlströme (Jetstreams) bevorzugen die West-Ost-Richtung mit hohen Geschwindigkeiten, die in manchen Fällen 300 bis 400 Stundenkilometer erreichen können.

Wie bereits gesagt, beginnt oberhalb der Tropopause die Stratosphäre mit zunächst gleichbleibenden, dann

ab etwa 25 km Höhe wieder zunehmenden Temperaturen. Dieser Temperaturanstieg ist eine Folge der Absorption der kurzwelligeren Sonnenstrahlung durch das Ozon (O_3), das sich zwischen 25 und etwa 50 km Höhe in der Atmosphäre befindet. Die stärkste Absorption und damit Erwärmung findet an der Obergrenze des Ozons (45—50 km) statt. Hier befindet sich eine Heizfläche, die auch als Stratopause bezeichnet wird und die Stratosphäre nach oben begrenzt; sie ist vergleichbar mit der untersten Heizfläche der Atmosphäre am Boden. Wie in der Troposphäre nehmen auch die Temperaturen oberhalb der Stratopause innerhalb der nun folgenden Mesosphäre wieder ab und erreichen an der Obergrenze der Mesosphäre, an der Mesopause (80 km), Werte von -80° bis -90° C. Als weitere Analogie zur Troposphäre treten auch unterhalb der Mesopause Starkwindfelder auf, die hohe Geschwindigkeiten von 200—250 km/h, in seltenen Fällen fast Schallgeschwindigkeit erreichen und im Sommer aus Osten, im Winter aus Westen wehen.

In der zwischen 80 km und etwa 500 km Höhe liegenden Ionosphäre (Thermosphäre) nehmen die Temperaturen wieder stark zu. Nach neuesten Raketenmessungen in 100 bis 120 km Höhe herrschen hier sehr unklare Windverhältnisse. In geringen Höhenabständen lösen

sich hier orkanartige Strömungen aus West mit solchen aus Ost, Süd oder Nord ab, und wenige Stunden später ergibt sich wieder ein ganz anderes Bild. Eine Erklärung hierfür fehlt bisher, möglicherweise handelt es sich um die Folgen plötzlicher solarer Ausbrüche.

Nach neuesten Erkenntnissen muß dieser Turbulenzbereich in 100 bis 120 km Höhe als eine fundamentale Trennschicht unserer Atmosphäre angesehen werden. Unterhalb dieser Grenzschicht folgen die Luftbewegungen den Gesetzen der Meteorologie (s. u. Abschn. 4.2. ff.), darüber aber setzen sich andere Einflüsse stärker durch: das erdmagnetische Feld, die Gezeiten der Atmosphäre und eine große Zahl kleinerer Prozesse, deren Energiebilanz von der Dissoziation und Ionisierung der Moleküle und von den umgekehrten Vorgängen bestimmt werden. Die Zusammensetzung der Luft ist unterhalb und oberhalb des genannten Turbulenzbereiches so verschieden, daß man beiden Bereichen in neuester Zeit 2 Bezeichnungen gegeben hat, die untere Homosphäre (Boden bis etwa 100 km) und die obere Heterosphäre (oberhalb etwa 100 km Höhe). Obwohl die Winde in der Trennschicht ein so chaotisches Verhalten zeigen, konnte nach neuesten Untersuchungen festgestellt werden, daß sie im Durchschnitt mit zunehmender Höhe immer andere Richtungen bevorzugen, wobei die bevorzugte Richtung sich mit zunehmender Höhe im Uhrzeigersinn dreht.

Während in der Homosphäre außer den immer im atomaren Zustand vorkommenden Edelgasen alle atmosphärischen Gase in Molekülform auftreten, befinden sich in der Heterosphäre nur noch Bruchstücke dieser Moleküle, die von der in jenen Höhen wesentlich energiereicheren kurzwelligen und korpuskularen Sonnenstrahlung zerschlagen werden. Außerdem entmischen sich diese „Gase“ nach ihrem spezifischen Gewicht, die leichtesten Bestandteile ordnen sich oben, die schwersten unten an. In den hohen Schichten unserer Atmosphäre (Exosphäre) befinden sich oberhalb einer Heliumschicht nur noch die Atomkerne des Wasserstoffs, also Protonen. Der sich anschließende Weltraum ist keineswegs leer, wie man früher annahm, sondern enthält in großer Verdünnung ebenfalls Wasserstoffkerne. In dieses interplanetare Gas gehen die letzten Reste unserer Atmosphäre gleichmäßig über, nicht anders als die Atmosphären der anderen Planeten.

Für den praktischen Gebrauch innerhalb der Tropo- und Stratosphäre hat man eine *Standardatmosphäre* eingeführt, die eine einheitliche Eichung der Höhenmesser gestattet. Bei dieser Standardatmosphäre ist ein konstantes Gasmisch ohne Wasserdampf angenommen. Ihr liegen folgende Werte zu Grunde:

- Druck im Mereseiveau 1013,25 mb
- Temperatur im Meeresniveau 15,0° C
- Gleichbleibender vertikaler Temperaturgradient 0,65° pro 100 m
- Tropopause bei 226,32 mb = 11 000 m über NN
- Temperatur von 11 000 bis 20 000 m über NN -56,5° C.

Außer dieser realistischen und in der Praxis angewandten Standardatmosphäre gibt es noch folgende, rein theoretisch abgeleitete Atmosphären:

- a) *Homogene Atmosphäre* nennt man eine Atmosphäre mit gleichbleibender Dichte der Luft. Nimmt man als Dichte der Luft 1,293 kg/m³ an, so erhält man als Höhe der homogenen Atmosphäre rund 8 000 m.
- b) *Isotherme Atmosphäre*, die durchwegs die gleiche Temperatur hat. Die isotherme Atmosphäre spielt bei der barometrischen Höhenformel eine Rolle. Ihre Höhe ist unendlich.

c) *Adiabatische Atmosphäre* nennt man eine Atmosphäre, deren Wärmehalt konstant und deren Temperaturabnahme mit der Höhe durchgehend 1.0048°/100 m ist. Die Höhe einer derartigen adiabatischen Atmosphäre beträgt rund 27,7 km.

3. Wärmehaushalt und Temperatur

3.1. Wärmehaushalt

Alle Bewegungsvorgänge in der Atmosphäre beruhen auf der Energie, die durch die Sonne in Form von Strahlung der Erde zugeführt wird. Von der Gesamtstrahlung der Sonne empfängt die Erde nur einen ganz geringen Bruchteil. An der Grenze der Atmosphäre erhält jeder cm² einer zu den Strahlen senkrechten Fläche eine Wärmemenge von etwa 2 cal in der Minute, eine Größe, die als *Solar konstante* bekannt ist. Dieser Wert ist unter anderem wegen der unterschiedlichen Entfernung Erde-Sonne (Anfang Januar am kleinsten, Anfang Juli am größten) Schwankungen von $\pm 0,04 \frac{\text{cal}}{\text{cm}^2 \text{ min}}$ unterworfen.

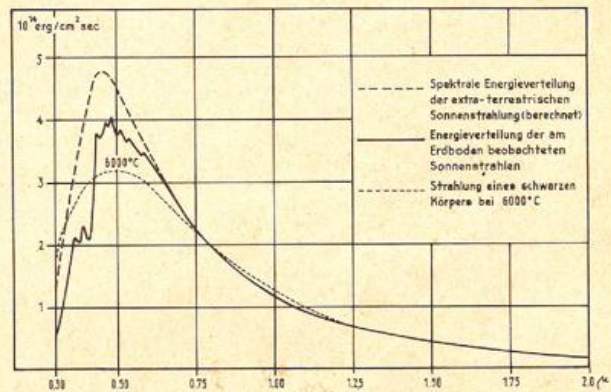


Abb. 2
Spektrale Energieverteilungen

Die Verteilung der Sonnenstrahlung im Wellenlängenbereich 0,3 bis 2,0 Mikron (ein Mikron = $\mu = 0,001 \text{ mm} = 10^{-3} \text{ mm}$) und die Strahlungskurve bei Annahme einer Sonnentemperatur von etwa 6000° C zeigt die nebenstehende Abb. 2.

Dabei definiert man folgende *Strahlungsbereiche*:

- 1.) Wellenlängen des sichtbaren Lichtes 0,36 bis 0,76 μ ,
- 2.) Wellenlängen unter 0,36 μ ultraviolett,
- 3.) Wellenlängen über 0,76 μ infrarot.

Auch die Erde gibt entsprechend ihrer Temperatur Strahlungsenergie im langwelligen Bereich der Wärmestrahlung ab. Die Anwendung des Stephan-Boltzmannschen Strahlungsgesetzes und des Wien'schen Verschiebungsgesetzes ergibt für die Sonne ein Maximum der Strahlung bei 0,47 bis 0,48 μ (blaugrün) und für die Erde bei 10,0 μ . Es ist daher üblich, die kurzwellige Strahlung der Sonne von der langwelligen Strahlung der Erde zu unterscheiden.

Beim Durchgang durch die Atmosphäre erfährt die Sonnenstrahlung Veränderungen, insbesondere Abschwächungen, die unter der Bezeichnung *Extinktion* zusammengefaßt werden. Für die Extinktion sind vornehmlich 3 physikalische Vorgänge von Bedeutung:

- a) Die *Absorption*, bei der Strahlungs- in Wärmeenergie umgewandelt wird. Absorbierend für die kurzwellige Strahlung der Sonne wirkt von den Gasen im wesentlichen das Ozon der Stratosphäre, das den

ultravioletten Teil des Spektrums (UV-Strahlung, Anteil unter 1% der Gesamtstrahlung) fast restlos absorbiert. Der größte Teil der kurzwelligigen Strahlung wird von den Wolken, dem Dunst und besonders der Erdoberfläche verschluckt und in Wärme umgewandelt. Absorbierend für die langwellige Strahlung der Erde wirkt der Wasserdampf, das Wasser und das Kohlendioxyd; hierauf beruht der Glashaus-effekt der Atmosphäre.

- b) Die *Reflexion* der Gesamtstrahlung an größeren Teilchen. Reflexion findet an den Wolken, an den Dunstschichten und an der Erdoberfläche statt.
- c) Die *diffuse Zerstreuung* an kleineren Teilchen (Molekülen), deren Durchmesser in der Größenordnung der Wellenlängen liegen. Dabei ist die Wirkung der kleinen Teilchen (blaues Licht zerstreud) größer als die von größeren (rotes Licht zerstreud). Auf die diffuse Zerstreuung sind die blaue Farbe des wolkenlosen Himmels, die weißliche Farbe trüber Luft und die gelb-roten Farben der Dämmerung zurückzuführen. Die Reflexion und die diffuse Zerstreuung verursachen nur eine Richtungsänderung der Sonnenstrahlung im Gegensatz zur Absorption, die eine Energieumwandlung zur Folge hat.

Von der gesamten Sonnenstrahlung werden 42% ($\frac{2}{5}$) von den Luftmolekülen, von den Wolken und der Erdoberfläche, besonders von den mit Schnee bedeckten Gebieten reflektiert, ohne einen Beitrag zur Erwärmung der Lufthülle und Erde geliefert zu haben. Das Verhältnis $\frac{\text{reflektierte Strahlung}}{\text{gesamte Strahlung}}$ nennt man die *Albedo*; nur die übrigen 58% ($\frac{3}{5}$) der Gesamtstrahlung werden wärmewirksam.

Jeder Körper strahlt seiner Temperatur entsprechend immer Wärmeenergie aus. Ändert sich seine Temperatur nicht, so ist die Zustrahlung gleich der Ausstrahlung. Bei Temperaturänderung sind beide Größen ungleich. Hierbei ist von einem Wärmetransport durch Wärmeleitung abgesehen. Bei der Strahlung handelt es sich im Gegensatz zur Wärmeleitung um eine Energieübertragung auf Distanz, die demnach auch im Vakuum vorhanden ist. Auch die Atmosphäre gibt Wärmeenergie, die sie durch Absorption von langwelliger Strahlung der Sonne und der Erde aufgenommen hat, wieder durch eine langwellige Strahlung (entsprechend ihrer Temperatur) als „Gegenstrahlung“ ab.

3.2. Temperatur

Physikalisch betrachtet ist die Temperatur ein Maß für den Wärmezustand einer Masse, sie wird durch die mittlere Geschwindigkeit der Moleküle dieser Masse bestimmt. Bei absoluter Ruhe aller Moleküle herrscht die Absolute Temperatur $T = 0^\circ\text{K}$ (Grad Kelvin, nach dem englischen Physiker Lord Kelvin 1824 — 1907). In der Praxis wird die Temperatur (dann mit t abgekürzt) in Grad Celsius ($^\circ\text{C}$) gemessen; diese Scala hat als Fixpunkte: $0^\circ\text{C} =$ Temperatur schmelzenden Eises, $100^\circ\text{C} =$ Temperatur siedenden Wassers bei einem Luftdruck von 760 mm Hg = 1013,2 mb. Ein Celsiusgrad ist also der hundertste Teil des Abstandes zwischen Gefrierpunkt und Siedepunkt des Wassers. In den angelsächsischen Ländern wird zum Teil noch die Fahrenheitskala ($^\circ\text{F}$) benutzt, bei welcher der Gefrierpunkt bei 32°F und der Siedepunkt des Wassers bei 212°F liegt. Es gelten folgende Umrechnungsformeln:

$$t^\circ\text{C} = (t + 273)^\circ\text{K}, T^\circ\text{K} = (T - 273)^\circ\text{C}$$

$$t^\circ\text{F} = \frac{5}{9}(t - 32)^\circ\text{C}, t^\circ\text{C} = \frac{9}{5}(t + 32)^\circ\text{F}$$

In enger Abhängigkeit von den Strahlungsverhältnissen steht die mittlere Temperaturverteilung auf der

Erde, die hohe Werte am Äquator und tiefe am Pol erbringen muß. Einen Überblick über die jährliche Globalstrahlung (direkte Sonnenstrahlung + diffuse Himmelsstrahlung), die der Erde in den einzelnen Breiten zugute kommt, gibt die Nr. 1 der Wandkartenserie „Die Atmosphäre der Erde“, von Geiger. Sie läßt erkennen, daß nicht die astronomisch günstigsten Gebiete am Äquator, sondern die wolkenarmen Subtropengebiete auf beiden Halbkugeln die meiste Sonnenstrahlung erhalten.

Die Darstellung langjähriger Temperaturmittel auf der Erde ergibt, daß weitere Faktoren die Temperaturverteilung beeinflussen. Hierzu gehören die ungleichmäßige Verteilung von Land und Meer sowie die Meeresströmungen. Über dem Meer ist die Lufttemperatur im Winter höher und im Sommer niedriger als über Land. Ferner transportieren die warmen Meeresströmungen (z. B. der Golfstrom) Wassermassen von Süden nach Norden, die auf die darüberliegende Lufttemperatur erhöhend wirken. Umgekehrt verhält es sich bei kalten Meeresströmungen (z. B. dem Labradorstrom). Aufschluß darüber gibt die Karte Nr. 2 der Geigerschen Wandkartenserie (s. o.). Allgemein sind nördlich 40° Breite die Ostseiten der Ozeane wärmer, südlich davon bis zum Äquator sind sie kälter als die Westseiten.

Über dem Festland sind die jährlichen Temperaturschwankungen größer als über dem Meer, wie später bei der Behandlung des jährlichen Ganges der Temperatur erläutert wird. Die Ursache dafür liegt nicht so sehr in der größeren Wärmeaufnahme-fähigkeit (spezifischen Wärme) des Wassers oder gar dem tieferen Eindringen der Strahlung ins Wasser, sondern hauptsächlich in der ständigen Durchmischung des Wassers infolge Wind und Wellenbewegungen und damit der Erwärmung dickerer Wasserschichten.

Wie wir bereits früher gesehen haben, verbleibt von der kurzwelligigen Sonnenstrahlung (direkte und diffuse) nur der geringste Teil als Wärme in der Atmosphäre. Der größte Teil wird von der Erdoberfläche absorbiert, die dadurch erwärmt wird.

Die Zufuhr der Sonnenenergie an die Atmosphäre erfolgt überwiegend über den Umweg Erdoberfläche. Die Luft wird praktisch allein vom Erdboden aus erwärmt. Bei der Übertragung der Temperatur der Erdoberfläche an die Luft sind folgende Vorgänge beteiligt:

- a) Die *Wärmeleitung* von der Erdoberfläche an die sie berührenden Luftmoleküle, die jedoch unbedeutend ist.
- b) Die langwellige *Wärmestrahlung* des Erdbodens, die besonders infolge Absorption durch den Wasserdampf der Luft in den untersten Schichten festgehalten wird. Hingewiesen wird auf die Unterschiede der Extreme zwischen Erdboden- und Hüttentemperatur an Strahlungstagen und -nächten.
- c) Die *Konvektion*. Unter Konvektion versteht man das Auf- und Absteigen größerer Luftballen in unregelmäßiger Folge. Die vom Boden erwärmte Luft steigt infolge geringerer Dichte auf, wobei kühlere Luft aus der Höhe herabsinkt. Die aufsteigende Bewegung entwickelt sich von den schimmernden Schlieren bis zum Thermikschlauch. Konvektion kann leicht durch Blasen von Zigarettenrauch über eine Heizplatte sichtbar gemacht werden. In der Natur ist sie beim Einsetzen der Kondensation durch Cumulusbewölkung zu erkennen.
- d) Die *Turbulenz*. Unter Turbulenz versteht man einen nach Richtung und Stärke schwankenden (böigen) Wind. Dadurch erfolgt auch ein vertikaler Austausch von kleineren und größeren Luftquanten infolge der

Zellenstruktur der Atmosphäre. Das führt ebenfalls zu Wärmeaustausch und hat die gleiche Wirkung wie die Konvektion. Konvektion und Turbulenz zusammen werden als Massenaustausch bezeichnet; meßtechnisch sind sie oft nicht zu trennen. Die Konvektion ist nur tagsüber bei Erwärmung möglich, die Turbulenz auch bei Nacht, wenn sie auch kleiner ist als am Tage. Das Fehlen von Turbulenz in einer Strahlungsnacht führt häufig zu einer Bodeninversion.

- e) Die Verdunstung am Boden verbraucht Wärme, die bei aufsteigender Bewegung infolge Kondensation in der Höhe wieder frei wird, soweit das in Wolken entstehende Wasser ausfällt. Ist dies nicht der Fall, dann wird bei Wiederverdunstung des Wolkenwassers die Kondensationswärme wieder verbraucht.

Während die Wärmeleitung für die Übertragung der Wärme der Erdoberfläche an die über ihr liegende Luft keine Rolle spielt, ist sie für den Wärmenachschub vom Erdinnern zur Erdoberfläche von Bedeutung. Beispiele dafür sind die starke Abkühlung der Oberfläche einer Schneedecke gegenüber festem Boden, da Schnee im Vergleich zu fester Erde ein sehr schlechter Wärmeleiter ist, oder die Tau- und Reifbildung an den Grasspitzen, nicht am Erdboden selbst.

Die Einstrahlungs- und Ausstrahlungsverhältnisse am Tage wie im Jahr führen zu einem täglichen und jährlichen Temperaturgang, der in unseren Breiten jeweils ein Minimum und Maximum aufweist. Die übrigen Elemente ändern sich ebenfalls periodisch alle 24 Stunden, soweit deren Gang mit der Temperatur verknüpft ist.

Das Minimum der Temperatur liegt kurz vor Sonnenaufgang, wenn sich ein Gleichgewicht zwischen der Gegenstrahlung der Atmosphäre und der nächtlichen Ausstrahlung des Bodens eingestellt hat. Das Temperaturmaximum tritt etwa 2 Stunden nach dem höchsten Stand der Sonne ein. Die Temperaturschwankung (Amplitude) hängt von der geographischen Breite, der Jahreszeit, der Unterlage (Wasser, Erde, bewachsen, unbewachsen usw.), der Bewölkung sowie der Bodengestalt (konvex, konkav) ab. Die Temperaturschwankung ist am größten über Land, am kleinsten über See; sie nimmt mit der Höhe ab und ist oberhalb der Grundschicht in der freien Atmosphäre kleiner als 1° C.

Der jährliche Temperaturgang zeigt ähnliche Abhängigkeiten wie der tägliche. Beim normalen Typ (Gegensatz: tropischer und polarer Typ, Monsuntyp) liegt in unseren Breiten ein Minimum Ende Januar und ein Maximum Ende Juli, also einen Monat nach Sonnentiefst- bzw. -höchststand. Wie die Amplitude auf dem Ozean abgeschwächt und die Extreme gegenüber dem Land verspätet eintreten, soll eine Zusammenstellung der Monatsmitteltemperaturen für zwei Orte auf dem 60° Breitengrad zeigen (nach F. Möller).

60° Breite	J	F	M	A	M	J
ozeanisch	-3,2° C	-3,4	-3,5	-1,6	0,3	3,2
kontinental	-24,4° C	-19,5	-10,0	0,7	10,7	20,6
60° Breite	J	A	S	O	N	D
ozeanisch	4,4° C	4,7	3,2	0,7	-2,0	-2,8
kontinental	24,2° C	20,0	12,5	0,9	-13,8	-22,3

Das Gebiet mit den höchsten Jahresmitteltemperaturen fällt nicht mit dem Äquator zusammen, sondern wandert von 20° Nord im Nordsummer bis zum Äquator im Südsommer. Im Gegensatz zum geographischen spricht man hier vom „thermischen“ Äquator.

4. Luftdruck und Wind

4.1. Luftdruck

In der Physik ist definiert
Kraft = Masse × Beschleunigung.

Mißt man die Masse in Gramm, die Beschleunigung in cm/sec², so ergibt sich als Einheit der Kraft (1 dyn) diejenige Kraft, die der Masse 1 g die Beschleunigung 1 cm/sec² erteilt, also

$$1 \text{ dyn} = 1 \text{ g} \times 1 \text{ cm/sec}^2.$$

Auch das Gewicht ist eine Kraft, und zwar die Kraft, mit der die Erde die Masse anzieht bzw. vertikal beschleunigt. Die Erdbeschleunigung beträgt rund 981 cm/sec². Somit ergibt sich für das Gewicht (g*) einer Masse (g) die Beziehung

$$g^* = g \cdot 981 \text{ cm/sec}^2 = 981 \text{ dyn.}$$

Als Druck bezeichnet man die Kraft, die senkrecht auf eine Fläche gerichtet ist, die Druckeinheit wird stets auf die Flächeneinheit 1 cm² bezogen. Da das Gewicht auch eine Kraft ist, die stets senkrecht zu der als eben angenommenen Erdoberfläche gerichtet ist, gilt die Gleichung

$$\text{Druck} = \text{Gewicht (in } g^*) / \text{Flächeneinheit (cm}^2\text{)}.$$

Wie jeder (auch gasförmige) Körper übt auch die Luft infolge ihres Gewichts einen Druck auf ihre Unterlage (und Umgebung) aus. Der Luftdruck ist definiert als das Gewicht einer Luftsäule von 1 cm² Querschnitt, die sich oberhalb einer ebenen Fläche an einer bestimmten Stelle der Erdoberfläche oder der freien Atmosphäre befindet. Die Erfahrung hat gezeigt, daß der Luftdruck räumlich und zeitlich nicht konstant, sondern innerhalb gewisser Grenzen veränderlich ist. Im Mittel beträgt das Gewicht einer solchen Luftsäule (vom Querschnitt 1 cm²) am mittleren Meeresspiegel (NN)

$$\begin{aligned} 1033 \text{ g}^* &= 1033 \cdot 981 \text{ dyn/cm}^2 \\ &= 1,0132 \cdot 10^6 \text{ dyn/cm}^2. \end{aligned}$$

In der Physik wird der Druck von 10⁶ dyn/cm² als ein „Bar“, der tausendste Teil als ein „Millibar (mb)“ bezeichnet. Dieses physikalisch exakte Druckmaß wurde auch in der Meteorologie eingeführt. Somit beträgt der Normaldruck in NN

$$p_0 = 1,0132 \text{ bar} = 1013,2 \text{ mb.}$$

Zur Messung des Luftdrucks benutzt man das Barometer, entweder in Form des Quecksilberbarometers oder des Dosenbarometers. Das erstere ist im Grunde nichts anderes als eine besonders konstruierte Waage, in der die im verschlossenen Schenkel befindliche Quecksilbermasse dem auf den offenen Schenkel drückenden Luftdruck das Gleichgewicht hält. Die Länge der Quecksilbersäule ist ein Maß für den Luftdruck. Beim Normaldruck, einer Quecksilbertemperatur von 0° C und bei Normalschwere beträgt diese Länge 760 mm. Dieses Maß wurde früher bei Luftdruckangaben allgemein benutzt, nur die angelsächsischen Länder wandten das „inch“ (Zoll) an. Das Umrechnungsverhältnis zwischen den Angaben in mm Quecksilber (Hg) und in mb lautet:

$$\begin{aligned} 1 \text{ mm Hg} &= 1,33 \text{ mb} \\ 1 \text{ mb} &= 0,75 \text{ mm Hg} \end{aligned}$$

Die gemessenen Luftdruckwerte schwanken im Meeresniveau (NN) etwa zwischen 930 mb und 1070 mb. Diese extremen Werte werden äußerst selten beobachtet.

Da der Luftdruck gleich dem Gewicht der Luftsäule ist, die sich oberhalb der Meßstelle befindet, ist es verständlich, daß der Luftdruck mit zunehmender Höhe abnimmt. Über der Zugspitze (3000 m NN) lastet eine Luftsäule, die etwa 2500 m kürzer und damit leichter ist als die über dem 500 m NN gelegenen München. Der

Luftdruck ist daher auf der Zugspitze entsprechend geringer als über München.

Die Druckabnahme mit der Höhe läßt sich auf Grund der barometrischen Höhenformel berechnen:

$$dp = -g \cdot \rho \cdot dz,$$

wobei dp die Druckänderung, dz die zugehörige Höhenänderung, g die Erdbeschleunigung und ρ die Luftdichte (in g/cm^3) bedeuten. Ersetzt man nun die umständlich zu messende Luftdichte ρ durch die Beziehung

$$\rho = \frac{p}{RT}$$

(R = Gaskonstante, T = absolute Temperatur in Kelvingraden), so ergibt sich

$$dp = -\frac{g \cdot p}{R \cdot T} \cdot dz$$

$$\frac{dp}{p} = -\frac{g}{R \cdot T} \cdot dz$$

Durch Integration dieser Differentialgleichung folgt

$$p_z = p_0 \cdot e^{-\frac{g \cdot z}{R \cdot T}}$$

(p_z = Luftdruck in Höhe z , p_0 = Luftdruck im Meeresniveau (NN)).

Die Druckabnahme erfolgt logarithmisch in Form einer e-Funktion, und zwar um so stärker, je niedriger die Temperatur der Luft ist. Mittels dieser Formel kann man den Luftdruck p_z in jeder Höhe z angeben, sofern der Luftdruck in Meereshöhe und die Mitteltemperatur der Luftsäule bekannt sind. Umgekehrt kann man für jeden Luftdruck p_z die Höhe z über NN berechnen, in der er gemessen wurde. Ferner kann man mit dieser Formel die Höhenstufe berechnen, die vertikal durchschnitten werden muß, um den Luftdruck um 1 mb zu ändern. Diese Stufe nennt man die barometrische Höhenstufe. Sie beträgt im 1000mb-Niveau etwa 8 m/mb, im 500mb-Niveau bereits etwa 16 m/mb (s. a. Abschn. 6).

Die räumliche Verteilung des Luftdrucks kann man in geographischen Karten auf zweierlei Weise darstellen:

- 1) Durch Eintragung der gemessenen Luftdruckwerte in einer festen Höhe und Zeichnung der Linien gleichen Luftdrucks, der Isobaren; diese Darstellung wird praktisch nur bei der Bodenwetterkarte, bezogen auf NN, angewandt.
- 2) Durch Eintragung der berechneten Höhenwerte einer festen Druckfläche, z. B. der 1000mb-, der 500mb-Fläche usw. Verbindet man alle Punkte gleicher Höhenwerte über einem Bezugsniveau (Meereshöhe oder Fläche gleichen Luftdrucks) durch Linien, die Isohypsen (aus dem Griechischen isos = gleich, hypsos = hoch), so erhält man Topographien. Dieser Begriff ist in der Geographie und Geodäsie bekannt; so stellen z. B. die Meßtischblätter Topographien dar, aus denen man die Höhe der Erdoberfläche über NN entnehmen kann. Man unterscheidet im Wetterdienst zwei Arten von Topographien:
 - a) absolute Topographie = Höhe einer Druckfläche über NN
 - b) relative Topographie = Höhe einer Druckfläche über einer anderen Druckfläche, z. B. der 500mb- über der 1000mb-Fläche, meist kurz als Relative Topographie 500/1000 mb bezeichnet.

Der Vorteil aller Topographien ist ihre leichte Berechenbarkeit aus den gemessenen Werten der Radiosonden sowie ihre mannigfachen Anwendungsmöglichkeiten bei zahlreichen Berechnungen, z. B. des Windes.

Der Zusammenhang zwischen Isohypsen von Druckflächen und von Isobaren ist aus Abb. 3 ersichtlich.

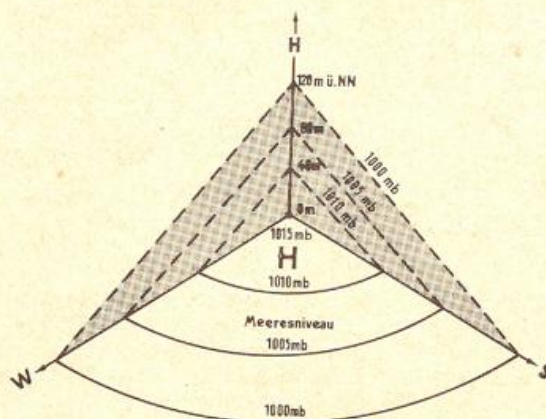


Abb. 3
Isobarenflächen (geneigt) und Isobaren im Meeresniveau (nach Eichenberger)

Hier werden die Beziehungen zwischen einer Boden-isobarenkarte und den Höhen der Druckflächen 1010, 1015 und 1020 mb dargestellt. Man erkennt aus diesem räumlich gezeichneten Modell, daß die Isobaren die Schnittlinien der bodennahen Druckflächen mit dem Meeresniveau sind. Eine Darstellung der Höhen der stets in Bodennähe befindlichen 1000mb-Fläche über NN ergibt fast das gleiche Bild wie die Boden-isobarenkarte. Nach der barometrischen Höhenstufe entspricht einem Druckunterschied von 5 mb ein Höhenunterschied von $5 \cdot 8 = 40 \text{ m} = 4 \text{ Dekameter (Dm)}$. Die Isobare 1000 mb ist gleichzeitig die Isohypse 0, die Isobare 1005 mb fällt mit der Isohypse +4 Dm, die Isobare 995 mb mit der Isohypse -4 Dm zusammen usw. Man braucht also nur die Isobaren der Bodenkarte entsprechend umzubeziffern und erhält die absolute Topographie der 1000-mb-Fläche. Die Höhenwerte sind allerdings noch temperaturabhängig, die nach der einfachen Umbezifferungsmethode ermittelten Höhenwerte sind bei hohen Temperaturen zu niedrig, bei tiefen Temperaturen zu hoch.

Der Zusammenhang zwischen den absoluten und relativen Topographien wird im einzelnen an anderer Stelle (s. u. Abschn. 6) behandelt. Hier sei nur darauf hingewiesen, daß die relativen Topographien als Karten des Abstands zweier absoluter Topographien eine Aussage über die mittleren Temperaturen der Zwischenschicht gestatten, da die Schichtdicken nur von der Mitteltemperatur (genauer der virtuellen Mitteltemperatur) der Schicht abhängig sind.

Die Luftdruckverteilung auf der Erde interessiert Meteorologen, Klimatologen und Geographen in gleicher Weise, da sie für die meisten Wettererscheinungen und Witterungsperioden von ausschlaggebender Bedeutung ist. Die Luftdruckverhältnisse über einem größeren Gebiet hat zum ersten Mal Brandes in Leipzig in den Jahren 1816 bis 1819 dargestellt, indem er Linien gleicher Abweichung von einem mittleren Luftdruck zeichnete; dies ist im Grundsatz das gleiche wie die uns heute geläufige Darstellung durch Isobaren. Brandes hat bereits deren Bedeutung für die Windströmung erkannt, erst später wurde dieser Zusammenhang von Buys-Ballot als barisches Windgesetz formuliert.

Karten der mittleren Luftdruckverteilung (z. B. die Karten Nr. 3 und Nr. 4 der Geiger'schen Wandkartenserie) lassen vier verschiedene Zonen auf der Erde erkennen:

- 1) eine Tiefdruckrinne auf beiden Seiten des Äquators mit der innertropischen Konvergenzzone (ITC),
- 2) je eine Zone hohen Luftdrucks in den subtropischen Breiten zwischen 25 und 45 Grad Nord- bzw. Südbreite (Subtropenhochs),

- 3) je eine Zone der westlichen Winde mit wandernden Tiefdruckgebieten zwischen 45 und 70 Grad Nord bzw. Süd und
- 4) höheren Luftdruck über der Arktis bzw. Antarktis.

Die Karten veranschaulichen die Unterschiede in den extremen Monaten Januar und Juli; sie zeigen, wie diese Unterschiede über der Südhalbkugel weniger ausgeprägt sind als auf der landreicheren Nordhalbkugel und welchen Einfluß damit die Verteilung von Land und Meer hat.

Es sei bereits an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß für das Wetter von Mitteleuropa zwei Aktionszentren für die häufigste Zirkulationsform, die zonale Zirkulation, von Bedeutung sind, das im Mittel stark ausgeprägte Azorenhoch und das Islandtief. Beide Druckzentren bestimmen vielfach die Großwetterlage Mitteleuropas.

4.2. Wind

Legt man eine Kugel auf eine ebene Fläche, so bleibt sie in Ruhe. Neigt man diese Fläche, so setzt sich die Kugel in Richtung des stärksten Gefälles in Bewegung, und zwar um so schneller, je größer die Neigung der Fläche ist. Das gleiche gilt für die Atmosphäre. Auf einer horizontalen Druckfläche bleibt die Luft in Ruhe. Wird jedoch die Fläche aus irgendeinem Grund geneigt, so setzt sich die Luft in Bewegung, und zwar auf dem kürzesten Weg von der höheren zur tieferen Stelle der Fläche, es entsteht ein Wind. Auch hier ist die Geschwindigkeit um so größer, je stärker die Neigung der Fläche ist. So wird der Wind, der eine Vektorgröße darstellt, nach Richtung und Stärke durch die Neigung der Druckfläche bestimmt.

Führen wir nun wieder die absolute Topographie der 1000-mb-Fläche in eine Bodenisobarenkarte über, so ist zu erwarten, daß sich die Luft auf dem kürzesten Weg, d. h. senkrecht zu den Isobaren, vom hohen zum tiefen Luftdruck bewegt. Die treibende Kraft ist also auch hier das Luftdruckgefälle, das auch als Luftdruckgradient bezeichnet wird. Es wird bestimmt als der Druckunterschied längs einer Gradens, die senkrecht auf den Isobaren steht.

Als Beispiel für eine kleinräumige Luftströmung (Luftzirkulation), die noch nicht merklich durch eine weitere Kraft beeinflusst wird, die ihre Ursache in der Erdumdrehung besitzt (s. u.), sei der Land- und Seewind genannt. Sein Zustandekommen setzt eine flache Luftdruckverteilung, geringe Bewölkung und dadurch

stant. Infolge der kräftigen Erwärmung steigen jedoch über Land die Druckflächen der freien Atmosphäre an (Abb. 4 rechts).

Durch das in der Höhe entstehende Gefälle der Druckflächen fließt dort die Luft vom Land zur See ab. Durch diesen Massenabfluß fällt der Bodenluftdruck über Land und steigt über dem Meer an. So entsteht in Bodennähe ein Druckgefälle vom Meer zum Land, das zu einer Strömung kühlerer Meeresluft von der See zum Land führt. Damit ist eine Luftzirkulation eingeleitet, bei der Luft über Land aufsteigt, in der Höhe zur See abströmt, dort absinkt und am Boden von der See zum Land einströmt. Solange die Erwärmung über Land anhält, bleibt diese Zirkulation, die von einem bestimmten Zeitpunkt an stationär verläuft, bestehen. Sie wird mit Beendigung der Einstrahlung und der dadurch bedingten Abkühlung der Luftmassen über Land auf die Temperatur der Seeluft beendet. Bei Nacht kann sich durch die starke Abkühlung über Land gegenüber der nunmehr wärmeren See eine entgegengesetzte Kreisströmung entwickeln, der Landwind. Die Geschwindigkeiten sind hierbei jedoch geringer, da nachts die Temperaturunterschiede Land — See geringer sind.

Derartige Zirkulationen können schon über Binnenseen wie dem Bodensee eintreten. Der Einbruch des kühleren Seewinds erfolgt unter Druckanstieg, Abkühlung und Feuchtezunahme. In dem Gebiet der aufsteigenden Luftbewegung kann Konvektionsbewölkung eintreten, während sich über dem See vorhandene Wolken infolge der absteigenden Bewegung auflösen. Unter diesen Bereich fallen häufig auch der Küste vorgelagerte kleinere Inseln. Als Beispiel wird von Scherhag die Insel Sylt erwähnt, die im Hochsommer im Gegensatz zum Festland zwischen 12 und 13 Uhr die größte Sonnenscheindauer aufweist. Ähnliche kleinräumige Zirkulationen werden bei den Berg- und Talwinden sowie bei den Hangwinden angetroffen.

Bei den bisher behandelten Windsystemen konnte die bereits oben erwähnte ablenkende Kraft der Erdumdrehung vernachlässigt werden, da sich diese Vorgänge in kleinen Räumen abspielen. Bei einer ruhenden Erde würde die Zirkulation stets in dieser Form ablaufen. Da sich die Erde jedoch in 24 Stunden einmal um ihre Achse dreht, erfährt jeder Körper, der sich auf einer gradlinigen Bahn bewegt, wie z. B. ein Geschöß, eine Ablenkung nach rechts auf der Nord-, nach links auf der Südhalbkugel. Diese Ablenkung ist in der Nähe des Äquators klein und nimmt polwärts zu. Die Abnahme der Rotationsgeschwindigkeit eines Punktes von einem Breitenkreis zum anderen liegt am Äquator bei 2 km/h, in mittleren Breiten bereits bei über 20 km/h; ein in diesem Gebiet sich nordwärts bewegendes Luftquantum hat bei einer Verlagerung um 4 Breitengrade bereits einen Geschwindigkeitsüberschuß nach Osten von etwa 100 km/h. Ein Südwind wird dadurch allmählich zu einem Westwind, umgekehrt wird infolge des Zurückbleibens aus einem Nord- ein Ostwind.

Auf eine mathematische Ableitung kann hier nicht eingegangen werden. Die ablenkende Kraft der Erdrotation, die nach ihrem Entdecker, einem französischen Mathematiker, auch Corioliskraft genannt wird, wirkt immer senkrecht zur Bewegungsrichtung als Führungskraft; sie ist eine sogenannte Scheinkraft, da sie keine Arbeit zu leisten vermag und immer nur als Gegenkraft wirksam ist. Die Corioliskraft ist nicht nur für Luftbewegungen außerhalb der Äquatorzone, sondern auch für die Meeresströmungen von Bedeutung. Die Formel für die Corioliskraft bei gradlinigen Isobaren lautet

$$A = 2 \cdot \omega \cdot v \sin \varphi$$

(A = Corioliskraft, ω = Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation, v = Windgeschwindigkeit, φ = geographische Breite)

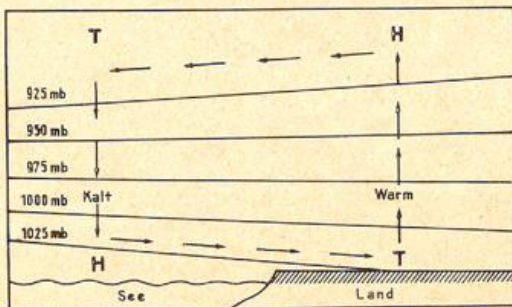


Abb. 4
Entstehung des Seewindes
(nach Regula-Zimmerschied)
(Die ausgezogenen Linien stellen die Schnittlinien
isobarer Flächen dar)

ermöglichte unbehinderte Sonneneinstrahlung voraus. Bei Sonnenaufgang seien die bodennahen Druckflächen horizontal angeordnet, es herrscht also Windstille. Mit Beginn der Einstrahlung erwärmt sich der Erdboden und damit die darüber liegende Luft stärker als das Wasser. Am Boden bleibt zunächst der Luftdruck kon-

Gibt man die Windgeschwindigkeit in km/h an, so berechnet sich die Corioliskraft näherungsweise aus der Formel

$$A = 0,5 \cdot v \cdot \sin \varphi.$$

Auf jedes Luftteilchen in einem Luftdruckfeld mit parallelen Isobaren wirken also zwei Kräfte, die Gradientkraft G und die Corioliskraft A . Die Gradientkraft hängt ab vom Luftdruckgefälle $\frac{dp}{dn}$, ihre Größe beträgt

$$G = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn} = \frac{dh}{dn}$$

(ρ = Dichte der Luft, $\frac{dp}{dn}$ = Änderung des Luftdrucks senkrecht zu den Isobaren, $\frac{dh}{dn}$ = Änderung der Werte der absoluten Topographie senkrecht zu den Isohypsen.)

Die Gradientkraft wirkt also immer vom hohen zum tiefen Luftdruck hin, die Corioliskraft immer senkrecht zur Bewegungsrichtung eines Luftteilchens. Setzt sich also ein solches Luftteilchen infolge der Gradientkraft zum tiefen Druck hin in Bewegung, so wirkt die Corioliskraft solange ablenkend nach rechts, bis Gradientkraft und Corioliskraft in genau entgegengesetzter Richtung wirken und damit ihre Wirkung aufheben. Dies ist aber nur dann der Fall, wenn sich das Luftteilchen parallel zu den Isobaren bzw. Isohypsen bewegt (s. Abb. 5).

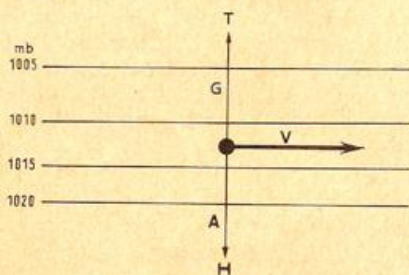


Abb. 5
Luftdruck und Wind bei geradlinigen Isobaren

In diesem Fall ist $G = A$, es herrscht Gleichgewicht innerhalb einer geradlinigen und reibungslosen Bewegung. Diese Luftbewegung nennt man den geostrophischen Wind. Buys-Ballot faßte dieses Ergebnis der vor-

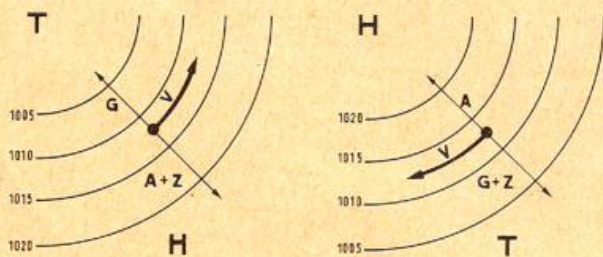


Abb. 6
Luftdruck und Wind bei kreisförmigen Isobaren (nach Berg)

angegangenen Überlegungen zusammen in dem nach ihm benannten Gesetz: Blickt man in Richtung des Windes, so liegt auf der Nordhalbkugel der tiefe Luftdruck immer links.

Bei gekrümmten Isobaren bzw. Isohypsen kommt als weitere Kraft noch die Fliehkraft oder Zentrifugalkraft Z hinzu. Sie ist ebenfalls eine Scheinkraft. Ihre Richtung geht immer vom Zentrum des Druckgebildes nach außen. Abb. 6 zeigt die Kräfteverteilung und den Wind in einem Hoch- und Tiefdruckgebiet mit konzentrischen Isobaren. Aus dieser Darstellung kann man die Gleich-

gewichtsbedingungen erkennen, die dann gegeben sind, wenn

$$\begin{aligned} \text{beim Tiefdruckgebiet} & \quad G = A + Z \\ \text{beim Hochdruckgebiet} & \quad G + Z = A \text{ oder } G = A - Z \end{aligned}$$

ist. Daraus ergibt sich, daß die Fliehkraft beim Tief entgegengesetzt der Gradientkraft ist, deren Wirkung also abschwächt, während sie beim Hoch die Gradientkraft noch verstärkt, d. h. bei gleichem Abstand der Isobaren bzw. Isohypsen ist die Windgeschwindigkeit um ein Hoch größer als um ein Tief. Diese Gleichungen gelten für gekrümmte Isobaren bei einer stationären, reibungslosen Bewegung, Bedingungen, die oberhalb der Grundschicht weitgehend erfüllt sind. In der Praxis kann man diese Voraussetzungen jedenfalls allgemein als gegeben betrachten, da die Fehlergrenzen innerhalb der Meßgenauigkeit der Windmessungen liegen. Den Wind bei gekrümmten Isobaren bezeichnet man als Gradientwind.

Nach diesen Formeln kann man das vollständige bari-sche Windgesetz formulieren: Auf der Nordhalbkugel strömt der Wind parallel zu den Isobaren bzw. Isohypsen um ein Hochdruckgebiet im Uhrzeigersinn, um ein Tiefdruckgebiet entgegen dem Uhrzeigersinn; die Windgeschwindigkeit ist umgekehrt proportional dem Abstand der Isobaren bzw. Isohypsen. Dieses Gesetz enthält somit eine Aussage über Richtung und Stärke des Windes und hat deshalb eine große Bedeutung für den praktischen Dienst.

Aus der oben angeführten Formel für die Gradientkraft G ist zu erkennen, daß der umständlich zu ermittelnde Wert der Luftdichte ρ bei der Bestimmung der Windgeschwindigkeit aus Wetterkarten nur bei Isobarenkarten (Bodendruckfeld) benötigt wird, nicht dagegen bei Höhenkarten mit Isohypsen (Isopotentialen). Die Tatsache, daß dort die Bewegung nicht in einer bestimmten Höhe, sondern in einer vorgegebenen Isobarenfläche stattfindet, ist unbedeutend, da die Neigungswinkel dieser Druckflächen in der Natur sehr gering sind.

Aus den oben genannten Beziehungen

$$A = 2 \cdot \omega \cdot v \cdot \sin \varphi$$

$$\text{und } G = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn} = \frac{dh}{dn} \text{ und } G = A$$

kann man die Geschwindigkeit des geostrophischen Windes im Gleichgewichtszustand berechnen:

$$2 \cdot \omega \cdot v \cdot \sin \varphi = \frac{1}{\rho} \cdot \frac{dp}{dn}$$

$$v = \frac{1}{2 \omega \rho \sin \varphi} \cdot \frac{dp}{dn} = \frac{1}{2 \omega \sin \varphi} \cdot \frac{dh}{dn}$$

Diese Gleichung kann in Äquaturnähe allerdings nicht verwendet werden, da dort mit $\varphi = 0$ und somit auch $\sin \varphi = 0$ bzw. $1/\sin \varphi = \infty$ die Windgeschwindigkeit unendlich groß werden müßte. Die Erläuterung einer geostrophischen Windskala (Gradientwindlineal) ist bei Regula-Zimmerschied (Bd. I) zu finden.

Beim geostrophischen Wind und beim Gradientwind wirken nur Gradientkraft, Corioliskraft und gegebenenfalls Fliehkraft ein. Die Reibungskraft wird hierbei vernachlässigt. Oberhalb der Grundschicht ist dies auch vertretbar, jedoch nicht innerhalb derselben und erst recht nicht bei der Berechnung des Bodenwindes. Beim Betrachten einer Bodenwetterkarte ist auch keine Parallelität zwischen den Isobaren und der Windrichtung, sondern eine Komponente des Winds zum tieferen Druck hin festzustellen.

Die Wirkungsrichtung der Reibungskraft ist entgegengesetzt der Windrichtung, ihr Betrag ist jedoch wegen der starken (orographisch bedingten) Schwankungen

nicht zu erfassen. Wichtig ist die auf jeder Bodenwetterkarte erkennbare Tatsache, daß der Wind aus dem Hoch heraus auf spiralförmiger Bahn in das Tief hineinweht, daß also das Gradientwindgesetz hier nicht erfüllt wird. Diese Abweichungen vom Gradientwind sind es erst, die den Abbau eines Hochdruckgebietes bzw. die Auffüllung eines Tiefdruckgebietes ermöglichen. Die oft sehr starken Veränderungen der Druckgebilde machen im Gegenteil deutlich, daß die Voraussetzungen für eine beschleunigungsfreie Strömung zum mindestens in den unteren Luftschichten meist nicht erfüllt sind.

Die Reibung ist am geringsten über einer glatten Fläche wie dem ruhigen Meer; bereits eine stark bewegte See steigert sie merklich, noch größer wird sie jedoch über Land, insbesondere bei einem gebirgigen Relief.

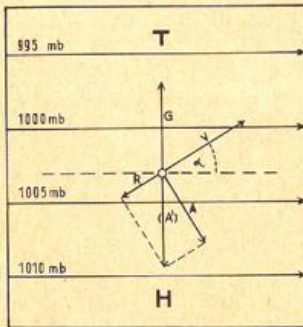


Abb. 7
Gradientkraft G, Corioliskraft A und Reibungskraft R sowie der daraus resultierende Wind V (nach Regula-Zimmerschied)

In der Abb. 7 ist das Zusammenwirken aller Kräfte einschließlich der Reibung auf ein Luftquantum in einer gradlinigen Strömung (parallele Isobaren) dargestellt. Der Ablenkungswinkel α zwischen dem wirklichen und dem isobarenparallelen Wind (geostrophischer Wind) beträgt über See 3 bis 20 Grad, über Land 30 bis 45 Grad. Da der Einfluß der Reibung innerhalb der Grundschicht mit der Höhe abnimmt, nimmt auch die Komponente zum tieferen Luftdruck ab, d. h. mit zunehmender Höhe dreht der Wind nach rechts, bis er isohypsenparallel ist.

Da sich Luft aus dem Zentrum des Hochs entfernt, muß sie durch andere Luft ersetzt werden, die im Hoch absteigt. Deshalb herrschen in Hochdruckgebieten stets Absinkbewegungen vor, die mit Temperaturzunahme, Feuchteabnahme und dadurch mit Wolkenauflösung verbunden sind. Im Tiefdruckgebiet muß eine aufsteigende Luftbewegung erfolgen, die mit Abkühlung, Feuchtezunahme und Wolkenbildung verbunden ist. Das Ausfließen von Luft aus einem Hoch nennt man auch Strömungsdivergenz, das Einströmen in ein Tief Strömungskonvergenz.

Bei der Darstellung des Druckfeldes oder der absoluten Topographien bestimmter Isobarenflächen ergibt die Tangente an die gekrümmten Isobaren jeweils die Wind- bzw. Strömungsrichtung. Diese Linien, die uns in jedem Punkt des Feldes die Strömungsrichtung angeben, werden Stromlinien genannt.

Für manche Probleme ist es von Bedeutung, den Weg zu kennen, den ein bestimmtes Luftquantum in den einzelnen Zeitabschnitten zurücklegt. Dieser Weg wird dargestellt durch die Luftbahnen oder Trajektorien. Die Trajektorien sind also bezogen auf ein ganz bestimmtes individuelles Luftquantum, dessen Weg verfolgt wird. Stromlinien und Trajektorien fallen in der Natur praktisch niemals zusammen, da das nur bei vollkommen festliegenden (stationären) Druckgebilden ohne Reibung der Fall sein könnte und andererseits die Druckgegen-

sätze zwangsläufig einem Ausgleich zustreben. Die Abb. 8 zeigt die Darstellung eines Bodendruckfeldes durch Stromlinien und Trajektorien bei stationären Verhältnissen mit Reibungseinfluß.

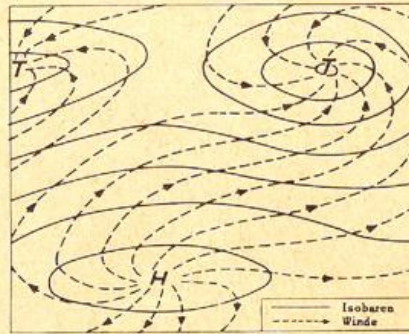


Abb. 8
Isobarenkarte mit Stromlinien und Trajektorien (nach Regula-Zimmerschied)

Das Luftquantum bewegt sich in diesem Beispiel spiralförmig aus dem Hoch heraus in das Tief hinein. Stromlinien können sich definitionsgemäß (als Isobaren bzw. Isohypsen) niemals schneiden. Da aber ein bewegtes Luftquantum mehrmals über einen bestimmten Ort hinwegziehen kann, muß gefolgert werden, daß sich Trajektorien schneiden können.

Für die Luftströmungen sind als markante Stellen zwei weitere Linien wichtig, die Divergenz- und die Konvergenzlinien. Wenn in einer Zone mehr Luft abfließt als zufließt, spricht man von einer Strömungsdivergenz, die häufig mit Druckfall verbunden ist, wenn dagegen mehr Luft zu- als abfließt, von einer Strömungskonvergenz, die mit Druckanstieg gekoppelt ist. Infolge der steigenden Luftbewegung kommt es bei einer Konvergenz zu Wolkenbildungen und Niederschlägen; typische Konvergenzlinien sind Fronten und Trogachsen (s. u.). Divergenzlinien treten dagegen nur in Hochdruckgebieten auf. Bei einer Divergenzlinie laufen die Isobaren bzw. Isohypsen auseinander, bei einer Konvergenzlinie zusammen. Alle Vergenzen verdienen bei der Wetterkartenanalyse besonders in den oberen Schichten der Troposphäre Beachtung.

In der allgemeinen Großzirkulation muß man unterscheiden zwischen Zonen mit beständigen Luftströmungen (Passate) und Zonen mit vorherrschenden Windrichtungen, wie z. B. in der Westwindzone. Letztere spielt für den Wetterablauf über Mitteleuropa eine besondere Rolle. Sie fällt mit dem Südtel der Zone tiefen Luftdrucks und mit dem Nordteil der Subtropenhochzone zusammen und liegt zwischen dem 45. und 70. Breitengrad. Sie ist gekennzeichnet durch anhaltende Veränderungen von Wind und Wetter, wobei die Richtungen zwischen Südwest und Nordwest deutlich überwiegen. Die Häufigkeit westlicher Winde liegt selbst noch auf Sylt und in Berlin bei 70% im Jahresmittel. Die Westströmung kann im Jahresablauf jedoch häufiger gestört sein, sogar für längere Zeit. Dies war z. B. im Februar und März 1947 der Fall, wo anstelle des Islandtiefs wochenlang hoher Luftdruck über dem nördlichen Nordatlantik, dagegen tiefer Luftdruck im Azorenraum lag.

5. Der Wasserdampf in der Atmosphäre

5.1. Physikalische Grundlagen

Wasser kann in der Atmosphäre in allen drei Aggregatzuständen — fest, flüssig und gasförmig — auftreten, in der Nähe der Temperatur 0°C sogar gleichzeitig in

den drei Formen (Tripelpunkt). Eine absolut trockene Luft gibt es in der Natur nicht, es ist vielmehr stets eine gewisse Menge (bis zu 4 Volumprozenten) Wasserdampf vorhanden, wobei man unter Wasserdampf die gasförmige Phase versteht, die, mit Ausnahme des Temperaturbereichs um den Kondensationspunkt, den Gasgesetzen folgt. Der Wasserdampf ist, wie alle Gase, unsichtbar. Die sichtbaren Wolken bzw. der Nebel bestehen nicht aus Wasserdampf, sondern aus kleinsten Tröpfchen (Wolkenwasser).

Folgende Vorgänge führen zum Übergang von der einen in eine andere Phase:

Kondensation	=	Übergang von Wasserdampf in Wasser
Verdunstung (Verdampfung)	=	Übergang von Wasser in Wasserdampf
Gefrieren	=	Übergang von Wasser in Eis
Schmelzen	=	Übergang von Eis in Wasser
Sublimation	=	Übergang von Wasserdampf in Eis und umgekehrt.

Kondensation und Verdunstung können bei allen Temperaturen, die in der Atmosphäre vorkommen, stattfinden, Schmelzen und Gefrieren immer bei 0° C und Sublimation bei 0° C und tieferen Temperaturen. Bei allen Zustandsänderungen wird Wärme umgesetzt.

Bei der Kondensation werden frei	600 cal/Gramm Wasser,
bei der Verdunstung werden verbraucht	600 cal/g,
beim Gefrieren werden frei	80 cal/g,
beim Schmelzen werden verbraucht	80 cal/g,
bei der Sublimation Wasserdampf zu Eis werden frei	680 cal/g,
bei der Sublimation Eis zu Wasserdampf werden verbraucht	680 cal/g.

5.2. Meßgrößen des Wasserdampfs

Zur Angabe des Wasserdampfgehalts der Luft werden verschiedene Meßgrößen verwendet:

- 1) Der Dampfdruck e bzw. E in mm oder mb (e = wirklich vorhandener Dampfdruck, E = Sättigungsdampfdruck)
- 2) die relative Feuchte $f = \frac{e}{E} \cdot 100\%$
- 3) Die absolute Feuchte a in $\frac{\text{g Wasser}}{\text{m}^3 \text{ Luft}}$
- 4) Das Mischungsverhältnis m in $\frac{\text{g Wasser}}{\text{kg trockener Luft}}$
- 5) Die spezifische Feuchte s in $\frac{\text{g Wasser}}{\text{kg in feuchter Luft}}$
- 6) Der Taupunkt bzw. die Taupunktdifferenz in Grad C.

Der *Dampfdruck* ist der Partialdruck des Wasserdampfs im Gasgemisch Luft. Die Höchstmenge des Wasserdampfgehaltes der Luft ist nur von der Temperatur des Wasserdampfs (und damit auch der Luft) abhängig. Sie nimmt mit der Temperatur zu, aber nicht linear, sondern exponentiell, d. h. bei höheren Temperaturen ist auch der Betrag der Zunahme größer als bei tieferen Temperaturen. Die jeweils mögliche Höchstmenge ergibt den Sättigungsdampfdruck (maximaler Dampfdruck) E .

Den zahlenmäßigen Zusammenhang gibt u. a. die Formel von Magnus

$$E = 4,525 \cdot 10^{\frac{7,4475 t}{234,67 + t}} \text{ mm Hg}$$

(t = Temperatur in °C)

In Abb. 9 ist die Dampfdruckkurve auf Grund der Magnusschen Formel dargestellt, aus der man für jede Temperatur den zugehörigen Sättigungsdampfdruck ablesen kann. Ausführliche Werte des Sättigungsdampfdrucks sind in den Aspirations-Psychrometertafeln (S. 2—7) enthalten.

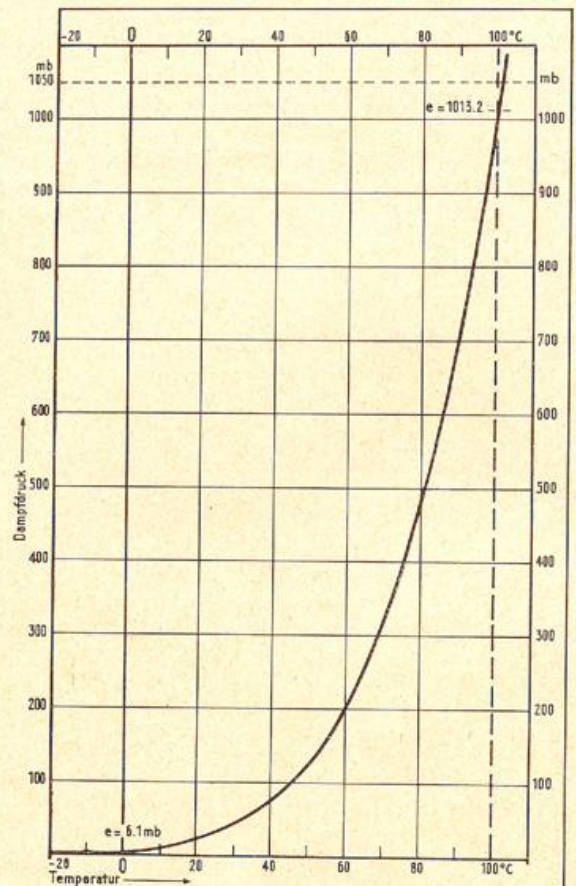


Abb. 9
Dampfdruckkurve

Die *relative Feuchte* f ist die einzige Meßgröße des Wasserdampfgehaltes, die in der Praxis durch Messung (Hygrometer) direkt in Prozent bestimmt wird. Sie kann außerdem berechnet werden aus den Verhältnissen der jeweiligen wirklichen zu den maximalen Feuchtegrößen (wirklicher Dampfdruck / maximaler Dampfdruck, wirkliche absolute Feuchte / maximale absolute Feuchte, wirkliches Mischungsverhältnis / maximales Mischungsverhältnis usw.), multipliziert mit 100.

Die *absolute Feuchte* a (maximale absolute Feuchte A) ist die in 1 Kubikmeter Luft enthaltene Wasserdampfmenge in Gramm. Man kann sie aus der Gasgleichung berechnen:

$$a = 10^6 \cdot \frac{e}{R_w \cdot T} = \frac{1,06 \cdot e}{1 + \alpha t} \quad (e \text{ in mm Hg})$$

wobei R_w die Gaskonstante für Wasserdampf, T die absolute Temperatur und α den Ausdehnungskoeffizienten für Gase bedeuten.

Als *Mischungsverhältnis* m (maximaler Wert = M) bezeichnet man die Wasserdampfmenge in Gramm, die in einem Kilogramm trockener Luft, als *spezifische*

Feuchte s (maximaler Wert = S) die Wasserdampfmenge in g , die in einem kg feuchter Luft enthalten ist. Bezeichnet man die Dichte des Wasserdampfes mit ρ_w , die Dichte der trockenen Luft mit ρ_L , so ergibt sich nach Anwendung der Gasgleichung:

$$m = \frac{\rho_w}{\rho_L} = \frac{622 \cdot e}{p - e} \left[\frac{g}{kg} \right]$$

$$s = \frac{\rho_w}{\rho_L + \rho_w} = \frac{622 \cdot e}{p - 0,378 \cdot e} \left[\frac{g}{kg} \right]$$

Das Mischungsverhältnis m ist nur ein wenig größer als die spezifische Feuchte s , so daß in guter Annäherung unter Vernachlässigung der gegenüber p kleinen Abzugsglieder e bzw. $0,378 \cdot e$ im Nenner

$$m \approx s \approx \frac{622 \cdot e}{p} \quad \text{ist.}$$

Der Taupunkt (T_d) ist die Temperatur, auf die Luft abgekühlt werden muß, bis Sättigung und damit Kondensation eintritt. Beim Taupunkt ist $f = 100\%$, $e = E$, $m = M$, $s = S$.

Der Taupunkt kann direkt gemessen werden; die Messung ist jedoch umständlich. Deshalb wird der Taupunkt im praktischen Dienst auf dem Umweg über die relative Feuchte bestimmt. Die Differenz Lufttemperatur minus Taupunkt = Taupunktsdifferenz ist als Sättigungsdefizit ein Maß für die Trockenheit der Luft.

In der Natur sind alle Kondensationsvorgänge auf ein Absinken der Temperatur bis zum Taupunkt zurückzuführen. Zu einem solchen Temperaturrückgang kann es durch Ausdehnung der Luft, durch Ausstrahlung, Berührung mit einer kälteren Unterlage (Erdboden, Meer) und durch Vermischung mit kälterer Luft kommen. Um die Vorgänge der Abkühlung durch Ausdehnung (sog. adiabatische Zustandsänderungen durch aufsteigende Luftbewegungen, s. u.) verfolgen zu können, benutzt man thermodynamische Diagramme, die eine graphische Darstellung ermöglichen und die in der Folge beschrieben werden.

6. Aerologie

6.1. Einführung

Die Aerologie ist die Wissenschaft vom Zustand der freien Atmosphäre oberhalb der Erdoberfläche und dessen Änderungen. Dabei sind folgende Grundtatsachen zu beachten. Gelangt ein Gas unter geringeren Druck, so dehnt es sich aus und muß dabei gegen seine Umgebung eine Ausdehnungsarbeit leisten. Die dazu benötigte Energie entnimmt es seinem Wärmehalt und kühlt sich infolgedessen ab. Gelangt es umgekehrt unter einen höheren Druck, so wird es zusammengepreßt und gewinnt dadurch an Energie, die seine Temperatur erhöht. In der Atmosphäre nimmt der Luftdruck stets mit der Höhe ab. Steigt also ein Luftquantum aus irgend einem Grund auf, so gelangt es unter geringeren äußeren Druck und kühlt ab, sinkt es dagegen von oben nach unten ab, so gelangt es unter einen höheren Druck und erwärmt sich. Grundlagen der Aerologie sind Messungen in der vertikalen Richtung durch Flugzeuge, Ballone (Radiosonden) und neuerdings auch Raketen und Satelliten. Im praktischen Wetterdienst werden täglich an mehreren hundert Stationen der Erde Luftdruck, Temperatur, Feuchte und Wind bis in Höhen von 30 km gemessen. Diese für die gesamte Meteorologie und vor allem für die Wettervorhersage so wichtigen Meßergebnisse müssen anschaulich dargestellt und rasch ausgewertet werden können. Aus den o.g. Meßwerten (Luftdruck, Temperatur usw.) kann man nämlich alle übrigen benötigten Werte rechnerisch oder graphisch bestimmen. Zu diesem Zweck hat man Diagrammpapiere entwickelt, in welche die gemessenen Werte eingetragen

und sogenannte Zustandskurven eingezeichnet werden. Das wohl bekannteste Formblatt dieser Art ist das thermodynamische Diagrammpapier von **Stüve**, durch das alle Bewegungsvorgänge und Zustandsänderungen innerhalb der Atmosphäre verfolgt und berechnet werden können.

6.2 Das thermodynamische Diagrammpapier (n. Stüve)

Das thermodynamische Diagrammpapier besitzt ein rechtwinkliges Koordinatensystem. Auf der Abszisse ist die Temperatur in einem linearen Maßstab aufgetragen, die Ordinate enthält die Druckteilung in einem potentiellen Maßstab. Diese Einteilung stellt eine mit zunehmender Höhe geringer werdende Druckabnahme dar, so daß dieser Maßstab in guter Annäherung den Verhältnissen in der Natur entspricht. Die barometrische Höhenstufe beträgt bei 1000 mb 8 Meter pro Millibar, bei 500 mb etwa 15 m pro Millibar und bei 225 mb 28 m. Somit ergibt eine Druckhöhenkurve bei potentieller Druck- und linearer Höhenangabe (Millibar/Meter) eine Kurve, die weitgehend dem Verlauf einer Geraden ähnelt bzw. in gewissen Grenzen durch gerade Linien ersetzt werden kann.

Zum gleichen Ziel gelangt man auch, wenn man statt der potentiellen eine logarithmische Druckskala verwendet, wie es z. B. beim Skew T, log p-Diagramm der Fall ist.

Im Stüve-Diagramm sind die Isothermen senkrechte, in gleichem Abstand verlaufende grüne Geraden; sie sind von -80° bis $+40^\circ$ Celsius im Abstand von 1 zu 1 Grad Celsius eingedruckt.

Die Isobaren sind horizontal verlaufende, grüne Geraden, deren Abstand mit der Höhe, also abnehmendem Druck, zunimmt; sie sind von 1050 mb bis 230 mb in 10 mb-Intervallen gezeichnet.

Unter Hauptisobarenflächen versteht man die Hunderter der druckgleichen Flächen, wie 1000, 900, 800 usw. mb-Flächen; als Standardisobarenflächen verwendet man im praktischen Wetterdienst 1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100, 50 mb.

Außer den Isothermen und Isobaren sind als weitere Kurvenscharen eingezeichnet:

- 1) Die Trockenadiabaten
- 2) Die Linien gleichen Sättigungs-Mischungsverhältnisses
- 3) Die Feuchtadiabaten, auch Pseudo-, Sättigungs- oder Kondensations-Adiabaten genannt.

6.2.1. Die Trockenadiabaten

Unter einem adiabatischen Vorgang (Zustandsänderung) versteht man einen Vorgang, bei dem weder Wärme von außen zugeführt noch entzogen wird.

Erfolgt eine Kompression (Fahrradpumpe) oder Expansion (Vakuumpumpe) der Luft ohne Wärmeaustausch mit der Umgebung relativ rasch, so liegt eine adiabatische Zustandsänderung vor. Die atmosphärischen Vorgänge, bei denen ein Luftquantum unter niedrigeren Druck kommt, können im allgemeinen als adiabatische Vorgänge behandelt werden.

Die formelmäßige Beziehung zwischen Temperatur und Druck für einen adiabatischen Prozeß liefert die Poissonsche Gleichung:

$$T = T_0 \cdot \left(\frac{p}{p_0} \right)^k$$

(T = absolute Temperatur = $t^\circ C + 273$, $k = \frac{c_p - c_v}{c_p}$, c_p = spezifische Wärme bei konstantem Druck, c_v = spez. Wärme bei konstantem Volumen).

Die trockenadiabatische Abkühlung oder Erwärmung, die man mit dieser Formel errechnet, wenn ein Luftquantum aufsteigt bzw. absinkt, beträgt ca. 1° pro 100 m Höhenunterschied und wird als trockenadiabatischer Temperaturgradient bezeichnet.

Im Stüve-Diagramm ist dieser Zusammenhang zwischen Druck- und Temperaturänderung durch die von rechts unten nach links oben verlaufenden grünen Linien, die Trockenadiabaten, wiedergegeben. Die Trockenadiabaten sind infolge des potentiellen Maßstabes für p gerade Linien, die sich im Punkt p = 0 und T = 0 (t = -273° C) schneiden, sie bilden also ein Strahlenbüschel durch den Punkt p = 0, T = 0.

6.2.2 Die Linien gleichen Sättigungs-Mischungsverhältnisses.

Zur Bestimmung des Feuchtigkeitsgehaltes der Luft in den verschiedenen Meßgrößen und des Kondensationsniveaus ist im Stüve-Diagramm rot gestrichelt eine Kurvenschar des konstanten Sättigungs-Mischungsverhältnisses von 0,01 bis 50,0 $\frac{g}{kg}$ eingezeichnet, die nach der Formel

$$M = \frac{622 \cdot E}{p - E}$$

berechnet wurden. Sie verlaufen steil von rechts unten nach links oben nahezu gradlinig (Winkel zur Abszisse ca. 80°).

Mit Hilfe der Linien konstanten Mischungsverhältnisses können eine Reihe von Feuchtemeßzahlen bestimmt werden. Das Stüve-Diagramm tritt hier als Nachschlagewerk an die Stelle einer Tabelle.

Das Sättigungs-Mischungsverhältnis M kann bei Kenntnis des Luftdrucks und der Temperatur abgelesen werden. Wenn zwei der Größen M, p und t vorliegen, ist die dritte Größe eindeutig festgelegt. Bei einer Temperatur von 13,8° und einem Luftdruck von 1000 mb (Abb. 10)

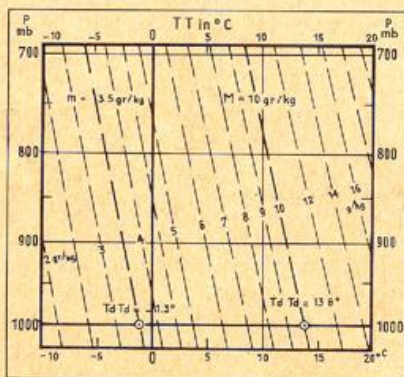


Abb. 10 Bestimmung des Sättigungs-Mischungsverhältnisses

ist das maximale Mischungsverhältnis und angenähert auch die maximale spezifische Feuchte 10 g im Kilogramm trockener Luft. Man findet diesen Wert, indem man feststellt, welche rot gestrichelte Kurve durch den Schnittpunkt der 13,8° Isotherme mit der Isobare 1000 mb geht.

Analog ermittelt man das wirkliche Mischungsverhältnis der Luft durch den Schnittpunkt der Isobare mit der Isotherme des Taupunkts. Bei einem Druck von 1000 mb und einem Taupunkt von -1,3° ist das wirk-

liche Mischungsverhältnis m = 3,5 g im Kilogramm trockener Luft.

Sind der Luftdruck, die Temperatur und die relative Feuchte bekannt, so ermittelt man aus dem maximalen Mischungsverhältnis der Temperatur durch Multiplikation mit der relativen Feuchte das wirkliche Mischungsverhältnis. Die Isotherme, die durch den Schnittpunkt des wirklichen Mischungsverhältnisses, das hier zum Sättigungs-Mischungsverhältnis geworden ist, mit dem gegebenen Luftdruck geht, ergibt den Taupunkt.

Ein Luftdruck von 1000 mb und eine Temperatur von 13,8° C ergab für M = 10 g/kg.

Bei 50% Feuchte ist m = 5 g/kg; Taupunkt = 3,7°, bei 18% Feuchte ist m = 10 · 0,18 g/kg; Taupunkt = -10°.

Der Sättigungsdampfdruck ist unter Anwendung der angenäherten Formel

$$M = \frac{622 \cdot E}{p}$$

auf der 622-Isobare abzulesen, da die Isothermen gleichzeitig als Linien gleichen Sättigungs-Dampfdrucks (der Dampfdruck hängt ja nur von der Temperatur ab) angesehen werden können und sich für p = 622 aus der Formel für M ergibt:

$$M = \frac{622 \cdot E}{622} = E.$$

Auf dieser Isobare sind also M und E zahlenmäßig gleich.

So beträgt für 0° der Sättigungsdampfdruck 6,2 mb, da durch den Schnittpunkt der Isobare 622 mb und der 0°-Isotherme die Linie des maximalen Mischungsverhältnisses 6,2 verläuft. Auf die gleiche Weise kommt man für 15° auf einen Sättigungsdampfdruck von etwa 17,5 mb.

Der wirkliche Dampfdruck wird auf die gleiche Weise bei Kenntnis des Taupunkts abgelesen. Bei einem früheren Beispiel hatten wir als Taupunkt -10° bestimmt. Der wirkliche Dampfdruck beträgt hier 2,8 mb.

Die relative Feuchte kann auch durch die Werte des Mischungsverhältnisses, $f = \frac{m}{M} \cdot 100\%$ definiert und ohne Rechnung dem Stüve-Diagramm entnommen werden. Das Mischungsverhältnis m für einen beliebigen Druck p bei dem Dampfdruck e ändert sich nicht, wenn das Luftquantum unter einen anderen Druck gebracht wird, solange keine Sättigungsfeuchte vorliegt. Demnach gilt bei einem Luftdruck von 1000 mb

$$m = \frac{622 \cdot e}{p} = \frac{622 \cdot e'}{1000}$$

wobei e' der Dampfdruck bei 1000 mb ist. Geht man daher auf der Linie gleichen Mischungsverhältnisses m von p auf 1000 mb, so geht e in e' über. Die Isotherme durch den Schnittpunkt der Linie m mit 1000 mb ist gleichzeitig die Linie des konstanten Dampfdruckes e'. Man stellt nun den Schnittpunkt dieser Isotherme, die den Dampfdruck e' darstellt, mit der Linie des maximalen Mischungsverhältnisses der Ausgangswerte, Temperatur T und Druck p her. Dieser Schnittpunkt hat den Druck p'. Dann herrschen folgende Beziehungen:

$$M = \frac{622 \cdot E}{p} = \frac{622 \cdot e'}{p'}$$

Nach obiger Gleichung war

$$m = \frac{622 \cdot e'}{622 \cdot e'}$$

Daraus folgt, wenn man m und M durch obige Werte ersetzt:

$$f = \frac{m}{M} \cdot 100\% = \frac{p'}{1000} \cdot 100\% = \frac{p'}{10}\%$$

Die Ausgangswerte seien Druck 790 mb, Temperatur = 13°, Taupunkt = 5°. Durch den Taupunkt geht bei 790 mb die Linie gleichen Mischungsverhältnisses $7,0 \frac{g}{kg}$, die die 1000 mb-Isobare bei 8,5° schneidet.

Durch die Temperatur von 13° bei 790 mb geht die Linie gleichen Sättigungsverhältnisses = $12,0 \frac{g}{kg}$. Diese Linie schneidet die Isotherme 8,5° bei 590 mb. Die relative Feuchte beträgt daher $\frac{590}{10} = 59\%$.

Das umgekehrte Verfahren, wenn Druck, Temperatur und relative Feuchte gegeben sind, führt zum Taupunkt.

Wenn thermodynamische Prozesse im Stüve-Diagramm verfolgt werden, ist es von Bedeutung, bei welchen Vorgängen die einzelnen Größen konstant bleiben und bei welchen sie sich ändern, und im letzteren Fall, wie die Änderung erfolgt.

Bei Druckänderung beispielsweise ändert sich die Temperatur, der maximale Dampfdruck, die relative Feuchte, der Taupunkt und die Taupunktdifferenz; es bleiben aber konstant das Mischungsverhältnis und die spezifische Feuchte, jedoch nur, solange keine Sättigung vorhanden ist. Mit anderen Worten: solange die Zustandsänderungen trocken-adiabatisch verlaufen, die relative Feuchte sich zwischen 1—99% bewegt, bleiben die Meßgrößen Mischungsverhältnis und spezifische Feuchte konstant. Deshalb wird im Stüve-Diagramm zur Darstellung der Feuchte das Mischungsverhältnis verwendet. Unter feuchter Luft sei ein Luftquantum mit der relativen Feuchte von 1—99% verstanden im Gegensatz zu trockener Luft mit 0% und gesättigter Luft mit 100% relativer Feuchte.

6.2.3. Hebungs- und Konvektions-Kondensationsniveau

Mit Hilfe des Sättigungsmischungsverhältnisses lassen sich zwei wichtige aerologische Größen einfach graphisch bestimmen. Es wurde bereits mehrfach erwähnt, daß sich aufsteigende Luft abkühlt. Dabei bleibt während des ungesättigten Zustandes das Mischungsverhältnis der Luft konstant, die relative Feuchte jedoch nimmt dauernd zu. In dem Zeitpunkt, in dem die relative Feuchte den Wert 100% erreicht, die Luft also mit Wasserdampf gesättigt ist und das wahre Mischungsverhältnis zum Sättigungsmischungsverhältnis wird, tritt Kon-

densation des überschüssigen Wasserdampfes zu Wolkenelementen (Wolkenbildung) ein. Die Höhe, die in der Praxis auch durch den in dieser Höhe herrschenden Luftdruck angegeben werden kann, nennt man das Kondensationsniveau. Man unterscheidet zwei Arten dieses Niveaus: das *Hebungskondensationsniveau* (HKN) wird bei einer erzwungenen Hebung (z. B. durch Stau an Gebirgen oder Aufgleiten warmer über kalter Luft), das *Konvektions-Kondensationsniveau* (KKN) bei freiem termisch bedingtem Aufsteigen (Konvektion) erreicht.

Die Berechnung beider Niveaus erfolgt graphisch über das Sättigungsmischungsverhältnis.

Das *Hebungskondensationsniveau* (HKN) ergibt sich als Schnittpunkt der Trockenadiabate durch die Ausgangstemperatur am Boden mit der Linie des maximalen Mischungsverhältnisses durch den Taupunkt. Die Abb. 11 enthält ein entsprechendes Beispiel, bei dem folgende Ausgangswerte angenommen wurden: Luftdruck $p_0 = 1000$ mb, Temperatur $T_0 = 5^\circ C$, Taupunkt $T_d = -3,2^\circ C$. Die Trockenadiabate durch den Punkt $p_0 = 1000$ mb und $T_0 = 5^\circ C$ und die Linie des maximalen Mischungsverhältnisses durch den Taupunkt $T_d = -3,2^\circ$ schneiden sich in der Druckhöhe 880 mb. Dort liegt somit das HKN. Im Kondensationspunkt hat das Luftquantum eine Abkühlung von $+5^\circ$ auf -5° erfahren. In diesem Punkt bei 880 mb ist das Mischungsverhältnis im Taupunkt = $3 \frac{g}{kg}$ zum Sättigungsmischungsverhältnis geworden, der Taupunkt ist von -3° auf -5° gesunken. Bei einem adiabatischen Anstieg nimmt der Taupunkt langsamer ab als die Temperatur. Beim vorhergehenden Beispiel war bei 1000 mb die Taupunktdifferenz $8,2^\circ$. Aus dem Stüve-Diagramm ergibt sich bei einer adiabatischen Hebung von 1000 mb auf 950 mb eine Temperatur von 1° , ein Taupunkt von $-3,9^\circ$ und eine Taupunktdifferenz von $4,9^\circ$. Bei einer weiteren Hebung auf 900 mb sind die gleichen Werte $-3,2^\circ$, $-4,8^\circ$ und $1,6^\circ$. Bei einem Druck von 880 waren die gleichen Werte -5° , -5° und 0° . Das Mischungsverhältnis bleibt dagegen von 1000 mb bis 800 mb konstant $3 \frac{g}{kg}$.

Auf ähnliche Weise kann auch ein Luftquantum verfolgt werden, das nicht adiabatisch aufsteigt, wenn beispielsweise während der Hebung durch Strahlung in einer gewissen Zeit eine bestimmte Wärmemenge zuge-

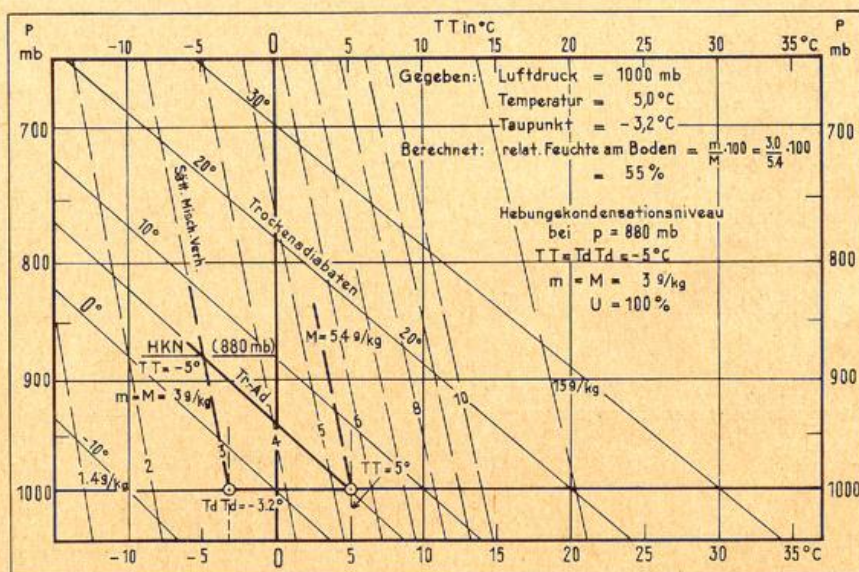


Abb. 11 Bestimmung des Hebungskondensationsniveaus

führt wird. Dann wird sich der Zustand (p, T) nicht längs einer Trockenadiabaten, sondern entlang einer steiler verlaufenden Linie ändern, während die Feuchte auf der Linie des konstanten Mischungsverhältnisses zu verfolgen wäre. Der Schnittpunkt und damit das HKN lägen dann höher. Das mit der Trockenadiabate und der Linie des Mischungsverhältnisses bestimmte HKN ist daher die Mindesthöhe für den Beginn der Wolkenbildung.

Als Faustregel nach Henning gilt die Beziehung für die Wolkenhöhe $h = 122 (T - T_d)$ Meter, wobei $T - T_d$ die Taupunktdifferenz ist. Hierbei ist eine lineare Abnahme der Taupunktdifferenz mit der Höhe angenommen.

Das Konvektions-Kondensationsniveau (KKN), auch als Cumulus-Kondensationsniveau bezeichnet, wird ähnlich bestimmt. Hier bringt man jedoch nicht die Trockenadiabate durch die Ausgangstemperatur, sondern die individuelle Zustandskurve, d. h. den aus den gemessenen Aufstiegsweiten gezeichneten Linienzug (den „Temp“) zum Schnitt mit der Linie maximalen Sättigungsmischungsverhältnisses durch den Taupunkt. Da in der Praxis die wirkliche Temperaturabnahme mit der Höhe meist geringer ist als die adiabatische Temperaturabnahme, die Zustandskurve also meist steiler verläuft als die entsprechende Trockenadiabate, liegt im allgemeinen das KKN höher als das HKN. Beide fallen nur bei einem adiabatischen Temperaturverlauf der Zustandskurve (bei adiabatischer Schichtung der Luft, s. u.) zusammen.

6.2.4. Die Feuchtadiabaten

Mit Hilfe der Trocken-Adiabaten können im Stüve-Diagramm die Zustandsänderungen (Temperatur- und Druckänderungen) verfolgt werden, solange keine Kondensation eintritt, die relative Feuchte also unter 100% liegt. Ist das Kondensationsniveau erreicht und tritt eine weitere Hebung des Wolkenluftquantums, d. h. Druckerniedrigung ein (z. B. erzwungene Hebung auf der Luvseite des Föhns), ohne äußere Wärmezufuhr oder Entziehung, so verringert es seine Temperatur und das Sättigungsmischungsverhältnis, wobei die das Sättigungsmischungsverhältnis übersteigende Wasserdampfmenge kondensiert. Hierdurch wird die vorher zur Verdampfung notwendige Verdampfungswärme als Kondensationswärme wieder frei, die dem Wolkenluftquantum zugeführt wird. Wenn hier auch von außen keine Wärme zugeführt oder entzogen wird, so ist diese Zustandsänderung doch nicht mehr adiabatisch, denn es wird von innen die Kondensationswärme zugeführt, die von der Menge des kondensierten Wassers abhängt. Die Temperaturabnahme ist also geringer als beim adiabatischen Vorgang $\left(\frac{1^\circ \text{C}}{100 \text{ m}}\right)$ und nicht konstant, da sie von der kondensierten Wassermenge abhängt und bei hohen Temperaturen das Sättigungsmischungsverhältnis größer ist als bei niedrigeren. Gedanklich kann man diesen Hebungsprozeß in 2 Teile zerlegen:

- 1) Trockenadiabatische Zustandsänderung = Temperaturabnahme um $\frac{1^\circ \text{C}}{100 \text{ m}}$
- 2) Wärmezufuhr von innen, die eine Temperaturzunahme auslöst bzw. die trockenadiabatische Temperaturabnahme von $\frac{1^\circ \text{C}}{100 \text{ m}}$ verringert, und zwar auf etwa $\frac{0,3^\circ \text{C}}{100 \text{ m}}$ bis $\frac{0,9^\circ \text{C}}{100 \text{ m}}$.

Einen solchen Vorgang bezeichnet man als eine pseudo- oder feuchtadiabatische Zustandsänderung und versteht darunter eine Zustandsänderung von gesättigter Luft, bei der von außen weder Wärme zugeführt

noch entzogen wird. Dies gilt nicht nur für Aufwärts-, sondern auch für Abwärtsbewegungen. Bei diesen tritt Temperaturzunahme und Verdampfung ein, es wird Verdampfungswärme von innen entzogen, so daß die trockenadiabatische Temperaturzunahme von $\frac{1^\circ \text{C}}{100 \text{ m}}$

herabgemindert wird auf $\frac{0,3^\circ \text{C}}{100 \text{ m}}$ bis $\frac{0,9^\circ \text{C}}{100 \text{ m}}$.

Im Stüve-Diagramm ist der Zusammenhang zwischen Druck- und Temperaturänderung bei gesättigter Luft durch die rot ausgezogenen Kurven, die Feucht- oder Pseudoadiabaten, dargestellt, die von rechts unten nach links oben verlaufen. Im Stüve-Diagramm berühren sich die Feuchtadiabaten im Punkt $p = 0$ und $T = 0$, dem Schnittpunkt der Trockenadiabaten.

Aus ihrem Verlauf ist zu erkennen, daß bei hohem Druck und hier wieder bei höheren Temperaturen die Linien steiler verlaufen und sich bei niedrigerem Druck immer mehr (asymptotisch) den Trockenadiabaten nähern, so daß Trocken- und Feuchtadiabaten zeichnerisch bei Temperaturen unter -60° zusammenfallen: Hoher Druck und hohe Temperatur bedingen einen Gradienten von ca. $\frac{0,3^\circ \text{C}}{100 \text{ m}}$, tiefe Druck- und Temperaturwerte einen

solchen von fast $\frac{1^\circ \text{C}}{100 \text{ m}}$. (Vergleiche auf der Isobare 1000 mb den Unterschied der Neigung gegen die Abzisse der Trocken- und Feuchtadiabaten, die durch die Punkte $+25^\circ$ und -10° gehen.)

Jede Feuchtadiabate nähert sich einer Trockenadiabaten asymptotisch. Der Temperaturwert dieser sozusagen „zuständigen“ Trockenadiabate, den diese bei 1000 mb annimmt, ist in roten Ziffern den Feuchtadiabaten zugeteilt worden; es sind die Zahlen -40 , -20 usw. bis 140° angeschrieben. Die Feuchtadiabaten sind analog den Trockenadiabaten von 5° zu 5° eingezeichnet.

Merke: Die im Stüve-Diagramm grünen Liniensysteme (Isobaren, Isothermen, Trockenadiabaten) lassen vertikale Vorgänge verfolgen, bei denen der Wasserdampfgehalt keine Rolle spielt, während die roten Kurvenscharen (Sättigungsmischungsverhältnis, Feuchtadiabaten) die Berücksichtigung des Wasserdampfes gestatten.

6.2.5. Die potentielle und pseudopotentielle Temperatur

Die potentielle Temperatur eines Luftquantums ist die Temperatur, die ein Luftquantum annimmt, wenn es trockenadiabatisch auf 1000 mb gebracht wird. Aus Abb. 12 entnimmt man folgende Werte:

Ein Luftquantum von

- 9° bei 930 mb hat eine pot. Temperatur von 15°
- 0° bei 830 mb hat eine pot. Temperatur von 15°
- $18,8^\circ$ bei 1050 mb hat eine pot. Temperatur von 15°
- $-13,0^\circ$ bei 900 mb hat eine pot. Temperatur von -5°
- $-2,0^\circ$ bei 1040 mb hat eine pot. Temperatur von -5°

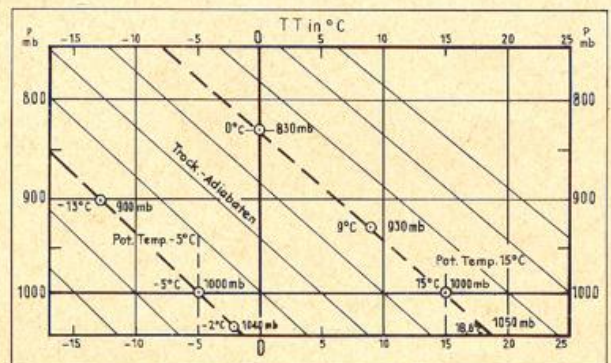


Abb. 12
Bestimmung der potentiellen Temperatur

Daraus ist ersichtlich, daß alle Luftteilchen, die auf einer Trockenadiabate liegen, die gleiche potentielle Temperatur besitzen. Die Trockenadiabaten sind Linien konstanter potentieller Temperatur.

Die pseudopotenentielle Temperatur ist die Temperatur, die ein Luftquantum annimmt, wenn es

- 1) trockenadiabatisch bis zum Kondensationsniveau gehoben wird, dann
- 2) vom Hebungskondensationsniveau feuchtadiabatisch weiter gehoben wird, bis der gesamte Wasserdampf kondensiert und ausgefallen ist (theoretisch bis -273° , praktisch bis -70°) und schließlich wieder
- 3) trockenadiabatisch auf 1000 mb gebracht wird.

Bestimmung der pseudopotenentiellen Temperatur im Stüve-Diagramm:

- a) Bestimmung des Hebungskondensationsniveaus (Vorgang 1)
- b) Feststellung des Wertes der durch das Hebungskondensationsniveau gehenden Feuchtadiabaten, Ablesung der roten Ziffern (Vorgang 2 und 3).

Die Abb. 13 zeigt dies an einem Beispiel.

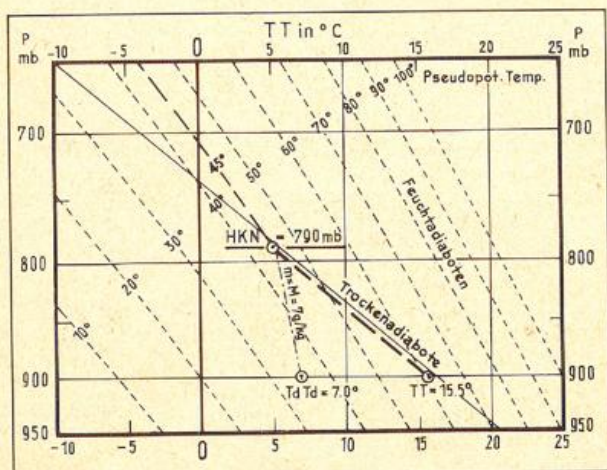


Abb. 13
Bestimmung der pseudopotenentiellen Temperatur

Ein Luftquantum hat bei 900 mb eine Temperatur von $15,5^{\circ}$ und einen Taupunkt von 7° . Dann ist

- a) das HKN bei 790 mb und 5° . Durch diesen Punkt geht
- b) die mit 45° bezifferte Feuchtadiabate.

Die pseudopotenentielle Temperatur des Luftquantums ist also 45° .

Die Feuchtadiabaten im Stüve-Diagramm sind Kondensationsadiabaten, da die Berechnungen wie bei den Linien konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses auf dem Sättigungsdampfdruck über einer ebenen Wasserfläche bei allen Temperaturen beruhen (Gegensatz: Sublimationsadiabaten).

6.2.6. Die virtuelle Temperatur

Die virtuelle Temperatur ist die gedachte Temperatur trockener Luft, die bei gleichem Druck die gleiche Dichte besitzt wie feuchte Luft. Der Begriff der virtuellen Temperatur, die nur eine Rechengröße ist, wurde deshalb eingeführt, um mit feuchter Luft (der Wasserdampfgehalt schwankt in der Atmosphäre sehr stark) genau so rechnen zu können, als ob kein Wasserdampf vorhanden wäre. Feuchte Luft ist bei gleichen äußeren

Randbedingungen (Druck und Temperatur) leichter, besitzt also eine geringere Dichte als trockene; eine Verminderung der Luftdichte erreicht man aber auch durch Temperaturerhöhung trockener Luft bei unverändertem Druck. Die erforderliche Temperaturerhöhung, um gleiche Dichte zu erreichen, nennt man den *virtuellen Zuschlag*; er kann mit folgender Annäherungsformel berechnet werden:

$$\text{Virtueller Zuschlag} = \frac{m}{6}$$

Ohne Umweg über das Mischungsverhältnis (m) können die Werte des virtuellen Zuschlages bei Kenntnis der relativen Feuchte dem Stüve-Diagramm direkt entnommen werden. Auf den Hauptisobarenflächen sind kurze Schrägstriche angebracht, deren Abstand den virtuellen Zuschlag für die entsprechende Temperatur bei 100% Feuchte ergibt.

Bei einer Temperatur von 6° ist
 bei 1000 mb der virtuelle Zuschlag bei 100% $1,0^{\circ}$,
 bei 50% $0,1^{\circ}$,
 800 mb der virtuelle Zuschlag bei 100% $1,2^{\circ}$,
 bei 50% $0,6^{\circ}$.

Die oben aufgeführte Annäherungsformel ergibt aus dem Stüve-Diagramm bei 1000 mb, 6° C und 100% ein Mischungsverhältnis von $\frac{5,8 \text{ gr}}{\text{kg}}$ und daraus einen virtuellen Zuschlag $\frac{5,8}{6} = 0,966^{\circ}$. Die entsprechenden

Werte bei 800 mb sind $m = 7,4$ und virtueller Zuschlag = $1,2^{\circ}$.

Die Abstände der Standardisobarenflächen 1000/850, 850/700, 700/600, 600/500 usw. in Abhängigkeit von der virtuellen Mitteltemperatur sind in waagrecht verlaufenden Skalen auf den Isobaren 920, 770, 650, 550 usw. in geopotentiellen Dekametern (zahlenmäßig = Dekametern (Dm) im normalmetrischen System) angegeben.

Bei einer virtuellen Mitteltemperatur von 0° zwischen 1000 und 850 mb beträgt der Abstand der beiden Flächen voneinander 130 Dm. Bei $6,0^{\circ}$ zwischen 700 und 600 mb ist der Abstand der beiden Flächen 126 Dm. Die Ablesung kann auf Meter genau erfolgen.

6.2.7. Hilfsdiagramme

- a) Auf der linken Seite des thermodynamischen Diagrammpapiers befindet sich ein rechtwinkliges Koordinatensystem zum Eintragen der Taupunktsdifferenz in Abhängigkeit vom Luftdruck. Auf der Abszisse ist die Taupunktsdifferenz in Celsiusgraden in linearem Maßstab von 0° nach links fortschreitend bis 25° eingezeichnet. Auf der Ordinate ist der Druck im gleichen Maßstab wie beim Hauptdiagramm eingetragen.
- b) In der rechten oberen Ecke ist ein Nomogramm, das den Zusammenhang zwischen relativer Feuchte (Ordinate) und Taupunktsdifferenz (Abszisse) bei verschiedenen Temperaturen von $+60^{\circ}$ bis -60° C wiedergibt. Die Kurven der Temperaturen von $+60^{\circ}$ bis -60° schneiden sich im Nullpunkt des rechtwinkligen Koordinatensystems (Taupunktsdifferenz = 0, relative Feuchte = 100%),

Die Abbildung 14 zeigt ein solches Diagramm mit einem Beispiel: Gegeben sei eine Temperatur von 0° C und eine Taupunktsdifferenz $T - T_d = 8^{\circ}$ C. Aus dem Nomogramm ergibt sich eine relative Feuchte $f = 55\%$. Umgekehrt folgt bei einer Temperatur von 0° C und einer relativen Feuchte von 55% eine Taupunktsdifferenz von 8° C. Der Taupunkt selbst liegt dann bei $0 - 8 = -8^{\circ}$ C. Wenn Taupunktsdifferenz und relative Feuchte gegeben sind, läßt sich die Temperatur T bestimmen.

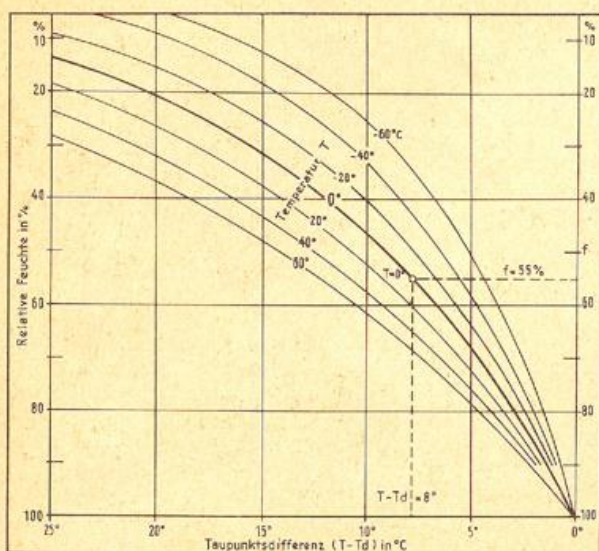


Abb. 14
Nomogramm (T, T - T_d, f)

6.2.8. Formelzeichen und Erläuterungen zum thermodynamischen Diagrammpapier (nach Stüve)

Formelzeichen:

- a absolute Feuchte g/m³
- e Wasserdampfdruck
- E Sättigungsdruck über einer ebenen Wasserfläche
- f relative Feuchte in %
- m Mischungsverhältnis g/kg
- M Sättigungs-Mischungsverhältnis über ebener Wasserfläche
- p Luftdruck in mb
- R_w Gaskonstante für Wasserdampf
- s spezifische Feuchte g/kg
- S spezifische Sättigungsfeuchte über ebener Wasserfläche
- T absolute Temperatur (°K), manchmal (z. B. bei Taupunktsdifferenz) auch Lufttemperatur in °C
- t Celsius Temperatur (°C)
- T_d Taupunkt in °C
- $\alpha = \frac{1}{273}$ (Ausdehnungskoeffizient aller Gase)
- ρ_l Dichte trockener Luft g/cm³
- ρ_w Dichte des Wasserdampfes g/cm³
- ≈ nahezu gleich

Diagrammpapier:

Abszisse: Temperatur in °C, darunter in °F

Ordinate: Druck in mb, Skalenteilung exponentiell:

$$p \frac{c_p - c_v}{c_p} = p^k$$

Schräg nach links aufsteigende, grün ausgezogene Linien: Trockenadiabaten.

Grüne Zahlenwerte an den Trockenadiabaten: Potentielle Temperaturen in °C.

Rot ausgezogene Kurven, nach links ansteigend: Feuchtadiabaten (Kondensationsadiabaten).

Rote Zahlenwerte an den Feuchtadiabaten: Pseudopotentielle Temperaturen in °C.

Steil aufsteigende, rot gestrichelte Kurven: Kurven gleichen Sättigungs-Mischungsverhältnisses.

Rote Zahlenwerte an den Kurven gleichen Sättigungs-Mischungsverhältnisses: Sättigungs-Mischungsverhältnis in Gramm Wasserdampf pro Kilogramm trockener Luft.

Die kleinen grünen Strichmarken an den Hauptisobarenlinien geben durch ihren gegenseitigen Abstand den virtuellen Zuschlag bei Feuchtesättigung. Um die virtuelle Temperatur zu erhalten, schlägt man bei f % relative Feuchte f/100 dieses Abstandes zur wirklichen (gemessenen) Temperatur zu.

Die grünen Zahlen an den Skalenstrichen ober- und unterhalb der Isobaren 920, 770, 650, 550 usw. geben den Abstand der zugehörigen Standardisobarenflächen in geopotentiellen Dekametern an.

6.3. Die Berechnung der Druckhöhenkurve im thermodynamischen Diagrammpapier

Wie bereits in der Einführung erwähnt, werden die von einem aerologischen Meßgerät, im allgemeinen von einer Radiosonde gelieferten Meßwerte Luftdruck, Temperatur und Feuchte in ein Diagrammpapier eingetragen. Dies geschieht in der Weise, daß jeweils zusammengehörige Werte von Luftdruck/Temperatur und Luftdruck/Feuchte, letztere als Taupunktsdifferenz angegeben, als Punkte eingetragen und diese durch Linien verbunden werden. Man erhält so die Zustandskurven der Temperatur und der Feuchte als Linienzüge.

Diese Zustandskurven sind die Grundlage aller weiteren aerologischen Berechnungen. Eine der wichtigsten Aufgaben ist die Bestimmung der Druckhöhenkurve, aus der sich für jeden gemessenen Luftdruck die wirkliche geometrische Höhe über NN (absolute Topographie) oder die Schichtdicke zwischen 2 Isobarenflächen (relative Topographie) entnehmen läßt.

Am einfachsten ist die Bestimmung der relativen Topographie, der Schichtdicke zwischen zwei vorgegebenen Druckflächen, da sie nur von der virtuellen Mitteltemperatur abhängig ist. Die genaue Bestimmung der virtuellen Mitteltemperatur ist also Voraussetzung, um mit der barometrischen Höhenformel die relativen Höhen der einzelnen Druckintervalle genau zu berechnen.

Im Stüve-Diagramm sind für die Druckintervalle 1000/850, 850/700, 700/600, 600/500 usw. bis 200/100, 100/50, 50/40, 40/30, 30/20 und 20/10 mb, jeweils etwa in der Schichtmitte Höhenskalen eingetragen, die bei bekannter virtueller Mitteltemperatur ein Ablesen der relativen Topographie in geopotentiellen Metern (gpm) ermöglichen, wobei auf den Maßstab der Höhenskalen (von Strich zu Strich 10, 20 oder 40 gpm) zu achten ist.

Die Berechnung der Druckhöhenkurve wird in folgenden Arbeitsgängen durchgeführt:

- 1) Bestimmung der Höhe der 1000 mb-Fläche über NN = absolute Topographie der 1000 mb-Fläche, die auch Absoluthöhe genannt wird (immer bezogen auf NN) in gpm.
- 2) Bestimmung des Abstandes der 850 mb- von der 1000 mb-Fläche = relative Topographie der Schicht 850/1000 mb in gpm.
- 3) Addition der relativen Topographie der Schicht 850/1000 mb zu der absoluten Topographie der 1000 mb-Fläche ergibt die absolute Topographie der 850 mb-Fläche (Höhe der 850 mb-Fläche über NN).
- 4) Zu der jeweils berechneten absoluten Topographie einer Druckfläche wird die folgende relative Topographie addiert und die Summe dieser Addition ergibt die absolute Topographie der nächsthöheren Druckfläche.

Zu 1) Aus dem in Stationshöhe gemessenen Luftdruck (Bodendruck) und der zwischen Bodendruck und 1000 mb herrschenden virtuellen Temperatur berechnet man die Höhe der 1000-mb-Fläche über dem Boden.

Wird auf Stationshöhe ein Luftdruck unter 1000 mb gemessen, so liegt die 1000 mb-Fläche um den berechneten Wert unter der Stationshöhe und wird mit einem Minuszeichen versehen.

Die Werte (Höhe der 1000 mb-Fläche über Boden in Abhängigkeit vom Bodendruck und von der virtuellen Temperatur) können Tabellen entnommen werden (z. B. Linkes Taschenbuch, Neue Ausg. Bd. II, S. 450, Scherhag, Wetteranalyse und Wetterprognose, S. 394) oder sie können mit Hilfe der barometrischen Höhenstufe (Höhenunterschied für einen Druckunterschied von 1 mb) mit ausreichender Genauigkeit berechnet werden, wenn man berücksichtigt, daß die barometrische Höhenstufe am Erdboden bei 0° C = 8 gpm und bei + 30° C = 9 gpm beträgt.

Zu diesem berechneten Höhenwert (Höhe der 1000 mb-Fläche über dem Boden) wird die Stationshöhe addiert und man erhält die Absoluthöhe der 1000 mb-Fläche.

Beispiel: 1. Stationshöhe 150 m über NN
 Bodendruck 1010 mb
 Temperatur 5° C

Höhe 1000 mb über dem Boden =	
10 × 8	= 80 gpm
Stationshöhe	= 150 gpm
Absoluthöhe 1000 mb	= 230 gpm

Beispiel: 2. Stationshöhe 40 m über NN
 Bodendruck 990 mb
 Temperatur 25° C

Höhe der 1000-mb-Fläche über dem Boden =	
- 10 × 9	= -90 gpm
Stationshöhe	= +40 gpm
Absoluthöhe	= -50 gpm

Zu 2) Die Schichtdecke zwischen zwei Druckflächen ist nur abhängig von der virtuellen Mitteltemperatur dieser Schicht.

a) Die Mitteltemperatur eines Druckintervalls muß nach der barometrischen Höhenformel über den Logarithmus des Druckes bestimmt werden. Den potentiellen Druckmaßstab im Stüve-Diagramm können wir bei den dort zu berechnenden kleinen Druckintervallen dem log-Maßstab gleichsetzen, nur muß beachtet werden, daß bei einer graphischen Mittelung nicht der mittlere Druck die Mitte der Fläche ausmacht, sondern eine Drucklinie, an der bei linearem Temperaturverlauf die korrekte Mitteltemperatur der Fläche abgelesen werden kann.

Diese Drucklinien nennen wir *Ableseisobaren*, die wir uns zweckmäßig im Stüve-Diagramm in beiden Zustandskurven dünn markieren.

Die Ableseisobaren in ganzen mb für die Druckintervalle des Stüve-Diagramms bis 100 mb können der folgenden Tabelle entnommen werden, wobei als Vergleichswert auch der mittlere Druck der Schicht angegeben wurde:

Druckintervall mb	Ableseisobare mb	Mittlerer Druck der Druckintervalle mb
1000/850	922	925
850/700	772	775
700/600	648	650
600/500	548	550
500/400	447	450
400/300	347	350
300/200	245	250
200/100	142	150

Da eine graphische Mittelung um so genauer wird, je kleiner die zu vergleichenden Flächen sind, wird bei ungleichmäßigem Temperaturverlauf (verschiedene Temperaturgradienten, Isothermien, Inversionen) die graphische Mittelung mit einem Strichlineal (durchsichtige Scheibe, in die eine Mittellinie eingeritzt ist) so durchgeführt, daß die Mittellinie des Strichlineals als festlegenden Drehpunkt den Temperaturwert der unteren Druckfläche benutzt und so lange um den Drehpunkt verschoben wird, bis die von der Temperaturzustandskurve begrenzten Flächen, die rechts und links von der Mittellinie des Strichlineals liegen, flächengleich sind und ihr Minimum erreicht haben. Die Mitteltemperatur der Druckintervalle wird dann am Schnittpunkt der Mittellinie des Strichlineals/Ableseisobare abgelesen (Abb. 15).

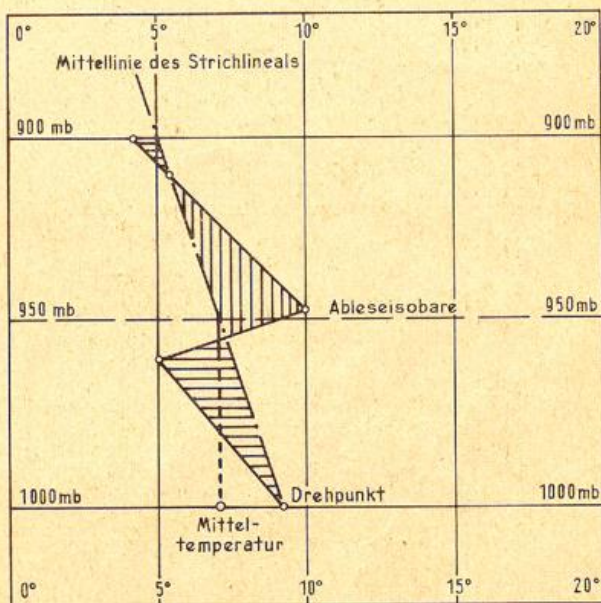


Abb. 15
 Bestimmung der Mitteltemperatur bei nichtlinearem Temperaturverlauf

Bei einem linearen Temperaturverlauf fällt die Mittellinie des Strichlineals mit der Temperaturzustandskurve zusammen. Bei einem linearen Temperaturverlauf entfällt also eine graphische Mittelung, die korrekte Mitteltemperatur des Druckintervalls kann sofort am Schnittpunkt Temperaturzustandskurve / Ableseisobare abgelesen werden.

b) Wie unter a) beschrieben, wird in gleicher Weise die mittlere Taupunktsdifferenz für die Druckintervalle ermittelt.

c) Mit den Werten der Mitteltemperatur und der mittleren Taupunktsdifferenz ermitteln wir durch graphische Rechnung in dem Nomogramm (Magnus-Formel), welches sich rechts oben im Stüve-Diagramm befindet (Abb. 14), die mittlere relative Feuchte (%) der Druckintervalle.

d) Mit der Mitteltemperatur und der mittleren relativen Feuchte wird aus dem Abstand der zu der gegebenen Mitteltemperatur und zu dem gegebenen Druckintervall gehörenden grünen Schrägstriche der virtuelle Temperaturzuschlag ermittelt, wobei beachtet werden muß, daß von Strich zu Strich der Temperaturwert einem virtuellen Zuschlag für 100% relativer Feuchte entspricht.

e)

Mitteltemperatur	
+ virtueller Zuschlag =	
= virtuelle Mitteltemperatur	

f) Unter der ermittelten virtuellen Mitteltemperatur wird an der Höhenskala des entsprechenden Druckintervalls die relative Topographie dieses Druckintervalls in gpm abgelesen, wobei die Einerwerte geschätzt werden müssen.

Wenn durch Addition der relativen und absoluten Topographien alle Absoluthöhen berechnet sind, erfolgt das Zeichnen der Druckhöhenkurve in das Stüve-Diagramm, wobei in der Abszisse (Temperaturachse) eine Höhenskala aufgetragen wird, so daß $10^{\circ} \text{C} = 1000 \text{ gpm}$, $1^{\circ} \text{C} = 100 \text{ gpm}$ entsprechen.

Rechts unten bei 40°C beginnt die Höhenskala mit 0 gpm, bei 30°C 1000 gpm und so fort. Bei 200 mb muß die Druckhöhenkurve umgesetzt werden, so daß man auf gleicher mb-Fläche am rechten Rand des Diagramms wieder mit einem Tausend-Wert beginnt, wobei es zweckmäßig ist, bei $+20^{\circ} \text{C}$ und bei 200 mb mit 11 000 gpm wieder zu beginnen, um bei Aufstiegen über 100 mb ein Durchzeichnen durch das Magnusdiagramm zu vermeiden, da dort — ohne T-Einteilung — eine Höhenablesung nicht möglich ist.

Sind alle Absoluthöhen der Standarddruckflächen eingetragen, verbindet man die Punkte und erhält die Druckhöhenkurve. Nun können für jeden beliebigen Punkt beider Zustandskurven (Temperatur, Taupunktdifferenz) die geometrischen Höhen und für jede beliebige Höhe die Temperatur- oder die Taupunktdifferenzwerte herausgelesen werden.

6.4. Die Bestimmung der Stabilitäts- und Labilitäts- sowie der Auslöseenergie

Neben der Auswertung eines aerologischen Aufstiegs, der zunächst nur ein Bild über die Verteilung von Temperatur und Feuchte in Abhängigkeit vom Druck wiedergibt, gestattet das Stüve-Diagramm die Bestimmung von 3 weiteren Größen, die für den Charakter der Witterungserscheinungen in den Luftmassen von Bedeutung sind: Stabilität und Labilität der Schichtung sowie Auslöseenergie.

6.4.1. Stabilität und Labilität

Eine Gasmasse ist stabil geschichtet, wenn die dichtesten und somit schwersten Massen unten und die weniger dichten darüber lagern. Tritt der Fall ein, daß unten weniger dichte, also leichtere Luftmassen sind als oberhalb, so ist die Schichtung labil, es muß eine Umlagerung erfolgen. Ähnliche Verhältnisse kann man bei flüssigen Körpern beobachten, wenn Wasser und Öl in einem Behälter übereinander geschichtet sind. Man unterscheidet in der ruhenden Atmosphäre drei Gleichgewichtszustände:

Im *indifferenten* Gleichgewicht ist ein isoliertes Luftquantum, wenn es, aus seiner Lage geschoben, in der neuen Lage immer die gleiche Temperatur und somit Dichte hat wie die Umgebung und deshalb in jeder Lage liegen bleibt.

Im *stabilen* Gleichgewicht ist ein isoliertes Luftquantum, wenn nach Verschiebung aus seiner Lage Kräfte wirksam werden, die es in seine Ausgangslage zurückzubringen versuchen.

Im *labilen* Gleichgewicht ist ein isoliertes Luftquantum, wenn nach Verschiebung aus seiner Lage Kräfte auftreten, die es noch weiter von der Ausgangslage zu entfernen streben. In der Mechanik gibt es ein anschauliches Beispiel: Eine Kugel auf einer Ebene (*indifferent*), auf der konkaven (*stabil*) und konvexen Seite (*labil*) einer Kugelschale (Abb. 16).

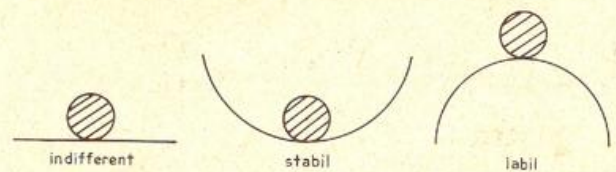


Abb. 16
Gleichgewichtszustände

Beim Aufsuchen von Kriterien für Stabilität und Labilität *nicht gesättigter Luft* sind 2 Zustandskurven zu unterscheiden:

- 1) Die geometrische Zustandskurve, dargestellt durch die gemessenen Werte des aerologischen Aufstiegs (des „Temps“).
- 2) Die individuelle Zustandskurve eines isolierten Luftquantums bei adiabatischer Auf- und Abwärtsbewegung, gegeben durch die Trockenadiabate, auf der das Luftquantum liegt.

Es kommt darauf an, wie sich die Temperatur eines auf- und abwärts bewegten, isolierten Luftquantums gegenüber den durch die Zustandskurve vorgegebenen Temperaturwerten der Umgebung verhält.

Ein isoliertes Luftquantum befindet sich bei nicht gesättigter Luft

- a) im indifferenten Gleichgewicht, wenn die Temperaturabnahme mit der Höhe 1° pro 100 m beträgt.

Die individuelle und die geometrische Zustandskurve fallen zusammen, so daß bei jeder Verschiebung nach oben oder unten die Temperatur des Luftquantums mit der Temperatur der umgebenden Luft übereinstimmt,

- b) im stabilen Gleichgewicht, wenn die Temperaturabnahme mit der Höhe kleiner als 1° pro 100 m ist.

In diesem Falle ist die individuelle Zustandskurve (Trockenadiabate) stärker zur Abszisse geneigt als die geometrische Zustandskurve. Bei einer Verschiebung des isolierten Luftquantums nach oben ist es kälter und nach unten wärmer als die umgebende Luft und erstrebt daher auf Grund seiner größeren bzw. kleineren Dichte den Ausgangspunkt, wo die Dichte des isolierten Luftquantums und die Dichte der Umgebung gleich sind,

- c) im labilen Gleichgewicht, wenn die Temperaturabnahme mit der Höhe größer ist als 1° pro 100 m.

Die individuelle Zustandskurve ist nicht so stark zur Abszisse geneigt wie die geometrische. Bei einer Verschiebung aus der Ruhelage, in der Temperaturgleichheit herrscht, nach oben ist das isolierte Luftteilchen wärmer als die Umgebung und nach unten kälter, d. h. die Dichte ist kleiner bzw. größer als die Umgebung. Es wird sich also immer mehr nach oben bzw. unten von der Ausgangslage entfernen.

Analog ist beim Aufstellen der Kriterien für Stabilität und Labilität bei *gesättigter Luft* neben der geometrischen Zustandskurve die *Feuchtadiabate* als individuelle Zustandskurve eines isolierten Luftquantums bei Auf- und Abwärtsbewegung zu wählen, auf der das gesättigte Luftquantum liegt. Da die Feuchtadiabaten keine geraden Linien wie die Trockenadiabaten, sondern Kurven sind, ist die Temperaturabnahme in den einzelnen Höhen zwischen $0,3$ bis $0,9^{\circ}$ pro 100 m variabel. Die Definition der Gleichgewichtszustände kann daher nicht auf einen festen Wert wie bei den Trockenadiabaten bezogen werden.

Ein isoliertes Luftquantum befindet sich

- a) im feucht-indifferenten Gleichgewicht, wenn die Temperaturabnahme auf der geometrischen Zustandskurve gleich der Temperaturabnahme der Feuchtadiabaten ist, auf der das isolierte Luftquantum liegt. Die beiden Zustandskurven fallen zusammen, Temperatur und Dichte des bewegten Teilchens und der umgebenden Luft sind überall einander gleich,
- b) im feucht-stabilen Gleichgewicht, wenn die Temperaturabnahme auf der geometrischen Zustandskurve kleiner ist als längs der Feuchtadiabate, auf der sich das isolierte Luftquantum in der Ruhelage befindet. Die Neigung der geometrischen Zustandskurve zur Abszisse ist kleiner als die Neigung der individuellen Zustandskurve, die geometrische Zustandskurve liegt rechts von der Feuchtadiabaten,
- c) im feucht-labilen Gleichgewicht, wenn die Temperaturabnahme auf der geometrischen Zustandskurve größer ist als auf der Feuchtadiabaten des isolierten Luftquantums. Entsprechend ist die Neigung der geometrischen Zustandskurve zur Abszisse größer als die Neigung der individuellen Zustandskurve, die geometrische Zustandskurve liegt links von der Feuchtadiabaten.

Über die Temperatur- und Dichteunterschiede gelten die gleichen Betrachtungen wie bei nicht gesättigten Verhältnissen.

Die Untersuchungen über Stabilität und Labilität laufen im Prinzip auf die Frage hinaus, ob ein in der Atmosphäre verschobenes Luftquantum nach der Höhenänderung schwerer oder leichter ist als die umgebende Luft. Es erfährt entsprechend dem Unterschied der Dichte einen größeren oder geringeren Auf- bzw. Abtrieb. Je größer die Temperaturdifferenz der beiden (des isolierten Luftquantums und der Umgebung) ist, umso größer ist der Ab- bzw. Auftrieb oder mit anderen Worten die Größe der Stabilitäts- bzw. Labilitätsenergie. Auf dieser Grundlage kann nachgewiesen werden, daß die Fläche zwischen der individuellen und geometrischen Zustandskurve ein Maß für die Stabilitäts- bzw. Labilitätsenergie darstellt (Abb. 17 und 18).

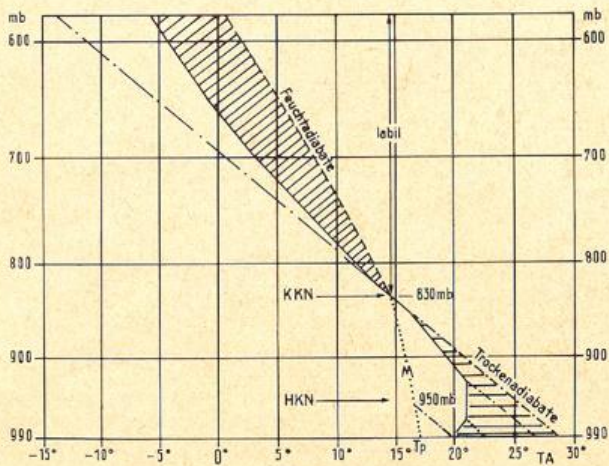


Abb. 17
Beispiel einer labilen Schichtung oberhalb 830 mb

Im Grenzfall — beim indifferenten Gleichgewichtszustand — ist diese Fläche gleich 0, da beide Kurven zusammenfallen. Es ist also kein Auf- bzw. Abtrieb vorhanden, eine bereits bekannte Tatsache, die der Vorstellung über Indifferenz entspricht.

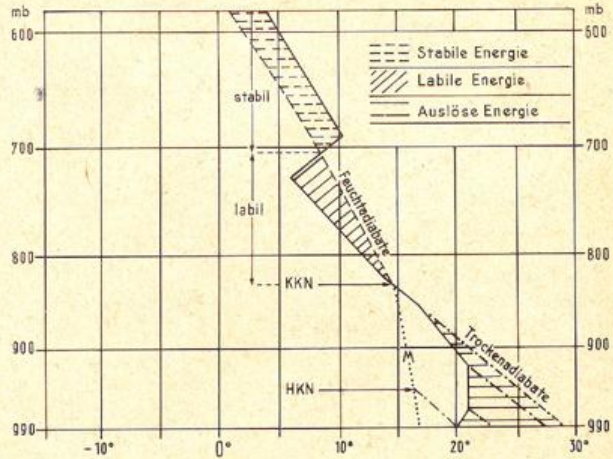


Abb. 18
Stabilitäts- und Labilitäts- und Auslöseenergie bei einer Inversion

Infolge der unterschiedlichen Neigung der Trocken- und Feuchtadiabaten (die Trockenadiabaten sind stärker geneigt als die Feuchtadiabaten) lassen sich 3 Hauptfälle unterscheiden:

- 1) Absolute Stabilität ist vorhanden, wenn die Neigung der geometrischen Zustandskurve kleiner ist als die Neigung der Feuchtadiabaten und damit auch der Trockenadiabaten, auf denen das isolierte Luftquantum liegt.
- 2) Absolute Labilität ist vorhanden, wenn die Neigung der geometrischen Zustandskurve größer ist als die Neigung der Trockenadiabaten und damit auch die der Feuchtadiabaten, auf denen das isolierte Luftquantum liegt.
- 3) Bedingte Labilität oder Feucht-Labilität ist vorhanden, wenn die Neigung der geometrischen Zustandskurve zwischen der Neigung der Trockenadiabaten und der Neigung der Feuchtadiabaten liegt. Solange keine Sättigung herrscht, ist das Luftquantum im trockenstabilen Gleichgewicht; sobald aber Sättigung eintritt, ist es im feucht-labilen Zustand.

6.4.2. Auslöseenergie

Es wurde bereits gesagt, daß der größte Teil der Sonnenstrahlung auf dem Umweg über die Erdoberfläche der Luft zugeführt wird. Die unterste Schicht erwärmt sich am meisten; sie weist gegenüber der Höhe bekanntlich auch die stärksten tagesperiodischen Temperaturschwankungen auf. In der Nacht kühlt sich die unterste Schicht am stärksten ab. Durch das Aufheizen am Tage erfolgt eine Labilisierung und durch die Abkühlung bei Nacht eine Stabilisierung. Kennzeichen dafür sind die Konvektionsbewölkung am Tage und die morgendliche Bodeninversion nach einer Strahlungsnacht.

Unter der Voraussetzung, daß keine Luftmassenänderung durch Advektion stattgefunden hat oder stattfinden wird, kann man aus einem Aufstieg Hinweise auf gewisse, infolge der Einstrahlung zu erwartende Konvektionsvorgänge wie Wolkenbildung, Niederschläge, Gewitter erhalten.

Zur Erläuterung dieser Vorgänge dienen angenäherte Werte folgenden Frühaufstiegs, der bei Regula-Zimmerschied im Anhang dargestellt ist (s. a. Abb. 17).

Druck in mb	990	Temperatur (T) °C	20,0
	970		22,0
	922		22,0
	850		16,0
	818		13,0
	700		3,0
	650		— 1,0

Der Taupunkt (T_d) bei 990 mb beträgt 17,0° C.

Der Aufstieg weist in allen Höhen Trockenstabilität aus.

Infolge der Einstrahlung erwärmt sich, wolkenarmes Wetter vorausgesetzt, der Erdboden und damit die bodennahe Luftschicht sehr rasch, so daß ganz unten ein überadiabatischer Gradient und damit eine aufsteigende Luftbewegung entsteht. Damit ist ein Austausch von wärmeren Luftteilen am Boden mit kälteren darüberliegenden verbunden, der zunächst die Bodeninversion bei Anstieg der Bodentemperatur auf über 22,5° C, dann die Isothermie bei weiterem Ansteigen der Bodentemperatur auf über 27° C zerstört und weiterhin immer höhere Schichten erfaßt. Dieser Vorgang ist an wolkenarmen Tagen durch das sogenannte Flimmern der Luft über bestimmten Unterlagen wie Sand usw. wahrzunehmen. Während nun die Temperatur der aufsteigenden Luftteile um 1° C pro 100 m abnimmt, bleibt das am Boden vorhandene Mischungsverhältnis von etwa 12,4 gr/kg konstant, und die relative Feuchte nimmt mit der Höhe laufend zu. Im Schnittpunkt des Sättigungsmischungsverhältnisses durch den Taupunkt (12,4 gr/kg für 17° C mit der Zustandskurve erreicht sie 100% bei 830 mb. Hier befindet sich das Cumulus- oder Konvektionskondensations-Niveau (KKN).

Wie bereits oben gesagt, liegt hier zum Unterschied gegenüber dem HKN, bei dem eine erzwungene Hebung stattfindet, eine aufsteigende Bewegung vor, die durch das Aufheizen vom Boden her ausgelöst wird. Für das HKN wie KKN ist die der Bodenluft entsprechende Linie des wirklichen Mischungsverhältnisses (m) = Linie des Sättigungsmischungsverhältnisses (M) durch den Taupunkt maßgebend. Der Unterschied besteht darin, daß bei erzwungener Hebung die Trockenadiabate der Ausgangsluft, bei Konvektionsbewölkung infolge Erwärmung die Zustandskurve der umgebenden Luft entscheidend ist. Das HKN gibt bekanntlich immer die tiefste Wolkenuntergrenze an, die bei Wolkenbildung infolge aufsteigender Luft möglich ist. In unserem Beispiel mit den Ausgangswerten 20° C bzw. 17° C liegt das HKN bei 950 mb.

Auf eine vereinfachende Voraussetzung bei diesen Betrachtungen sei besonders hingewiesen:

Der Taupunkt und damit das Mischungsverhältnis am Erdboden wird trotz der Konvektion, die höhergelegene Luftteile nach unten bringt, als gleichbleibend angenommen.

Die Temperatur, die am Boden erreicht werden muß, damit sich bis zum KKN ein adiabatischer Gradient einstellt, nennt man die *Auslösetemperatur* (T_A) und die dazu erforderliche Energie *Auslöseenergie*.

Die Auslösetemperatur wird bestimmt durch den Schnittpunkt der Trockenadiabaten im KKN mit der Isobare des Bodendruckes. Die Auslöseenergie ist proportional der Fläche, die durch die Zustandskurve, die Trockenadiabate durch das KKN und die Boden-Isobare (hier: 990 mb) gebildet wird.

Ist nun von der aufsteigenden Luft das KKN erreicht, so folgt das Luftquantum bei weiterem Aufstieg von dieser Höhe aus der durch das KKN gehenden Feuchtadiabate. Bei der vorliegenden Zustandskurve erkennt

man, daß die umgebende Luft überall tiefere Temperaturwerte als die Feuchtadiabate durch das KKN anzeigt. Oberhalb des KKN besteht daher eine feuchtlabile Schichtung, die die Voraussetzung zur Cumulus- bis Cumulonimbusbildung und zur Auslösung von Wärmegewittern ist, soweit nicht durch eine höherliegende Inversion die Aufwärtsbewegung abgebremst wird.

Die Fläche zwischen Zustandskurve und der Feuchtadiabaten durch das KKN ist ein Maß für die *Labilitätsenergie*. Befindet sich oberhalb des KKN eine Inversion (Abb. 18), so daß die Zustandskurve rechts von der Feuchtadiabate durch das KKN liegt, so stellt die Fläche zwischen der Zustandskurve und der Feuchtadiabaten, soweit sie rechts von der Feuchtadiabaten liegt, ein Maß für die *Stabilitätsenergie* dar.

Ausgangspunkt zur Bestimmung der Stabilitäts-, Labilitäts- und Auslöseenergie ist also das KKN, vom KKN auf der Trockenadiabate nach unten ergibt die Auslöseenergie, auf der Feuchtadiabate nach oben die Stabilitäts- bzw. Labilitätsenergie.

Die Auslösetemperatur beträgt bei diesem Aufstieg 29° C. Da an einem Strahlungstag unter der bereits erwähnten Annahme, daß kein Luftmassenwechsel durch Advektion stattfindet, ein wesentliches Überschreiten der Auslösetemperatur nicht möglich ist, weil infolge des Austausches immer wieder kältere Luft nach unten gelangt, so gibt die Auslösetemperatur gleichzeitig einen Hinweis auf das erreichbare Temperaturmaximum dieses Tages.

7. Die Wolken

7.1. Definition

Eine Wolke ist eine sichtbare, in der Luft schwebende Ansammlung von winzigen Wasser- oder Eisteilchen oder von beiden.

In dieser Ansammlung können auch noch größere Wasser- oder Eisteilchen enthalten sein und solche Teilchen, wie sie in Abgasen, Rauch oder Staub vorkommen.

7.2. Die Wolkenelemente

7.2.1. Größe der Wolkenelemente

Die beiden Worte „sichtbar“ und „schwebend“ in der Definition der Wolken grenzen den Größenbereich der Wolkenelemente ab. Sichtbar werden Teilchen, wenn sie die Wellenlänge des Lichtes überschreiten, schwebend bleiben sie so lange, wie ihr Gewicht nicht zu groß wird. Bei etwa 10^{-2} cm haben wir bereits deutlich fallende Teilchen, also Niederschlag. Zur Wolkenbildung ist eine ausreichende Wasserdampfmenge erforderlich. Kondensation setzt allgemein bereits bei relativen Feuchten unter 100% an hygroscopischen Kernen, den sogenannten Kondensationskernen ein (s. u.), die dadurch mit zunehmender Feuchte immer größer werden und die Sicht mindern. Bei einer relativen Feuchte von über 80% und einer Sicht unter 8 km spricht man von „feuchtem Dunst“. Wenn die relative Feuchte über 100% ansteigt, werden die Kondensationskerne durch das anhaltende Kondensationswachstum schließlich so große Tröpfchen, daß sie sichtbar werden; dies ist dann der Fall, wenn ihr Radius etwa 10^{-4} cm überschreitet.

Größe fester und flüssiger Wasserteilchen in der Atmosphäre:

unsichtbar	H ₂ O-Moleküle	1,4 · 10 ⁻⁸ cm
	Kondensationskerne feuchter Dunst	10 ⁻⁶ bis 10 ⁻⁴ cm
sichtbar	Wolken, Nebel	10 ⁻⁴ bis 10 ⁻² cm
	Niederschlag	ab 10 ⁻² cm

7.2.2. Entstehung der Wolkenelemente

Die in der Luft als Wassertröpfchen und Eiskristalle schwebenden Wolkenelemente gelangen im allgemeinen nicht durch Zersprühen von Wasser auf der Erdoberfläche in die Atmosphäre, sondern durch eine Vereinigung von vielen H_2O -Molekülen durch Kondensation und Sublimation des Wasserdampfes. Es erfolgt also ein Wachstum aus dem mikroskopischen, nicht sichtbaren Bereich zu makroskopischen, sichtbaren Teilchen.

Erste Voraussetzung für die Wolkenbildung ist darum Wasserdampf. Er gelangt durch Verdunstung von Wasser an der Erdoberfläche in die Atmosphäre. Die größten Wasserdampfquellen sind darum die Meere, besonders die warmen tropischen und subtropischen Meere, weil die Verdunstung mit der Temperatur zunimmt. Bei der Verdunstung verliert das Wasser 600 cal pro g an Wärmeenergie und kühlt sich ab. Der Verlust wird durch die Sonneneinstrahlung laufend ausgeglichen, so daß die Sonne den Antriebsmotor des Wasserkreislaufes auf der Erde bildet, der bei der Verdunstung des Wassers auf der Erdoberfläche beginnt, sich über die Kondensation des Wasserdampfes zu Wolkentröpfchen fortsetzt und über den zur Erde fallenden Niederschlag schließt.

Wasserdampfsättigung

Wasserdampf allein genügt in der Natur noch nicht zur Kondensation. Er muß übersättigt sein, d. h. seine Menge muß einen ganz bestimmten Wert, den Sättigungswert, überschreiten. Dieser Sättigungswert stellt einen Gleichgewichtszustand zwischen dem Wasserdampf und der flüssigen oder festen Phase des Wassers dar. Wird er überschritten, dann ist der Wasserdampf übersättigt, und die Natur sucht das Gleichgewicht durch Kondensation des über den Sättigungswert hinausgehenden Wasserdampfes wieder herzustellen; wird dieser Wert unterschritten, dann ist der Wasserdampf untersättigt, das Gleichgewicht wird nunmehr durch Verdunsten von Wasser wieder hergestellt. Beim Sättigungswert selbst tritt weder Verdunstung noch Kondensation ein.

Der Gleichgewichts- oder Sättigungswert des Wasserdampfes hängt von verschiedenen Faktoren ab:

- 1) er nimmt zu mit der Temperatur,
- 2) er ist über Eis geringer als über Wasser,
- 3) er ist über Lösungen (Wasser mit gelösten Salzen oder Säuren) geringer als über reinem Wasser,
- 4) er ist über stark gekrümmten Oberflächen (Tröpfchen) größer als über wenig gekrümmten oder ebenen Oberflächen.

Bezeichnet man den Sättigungswert über einer ebenen Wasserfläche mit 100% relative Feuchte, dann ist der Gleichgewichtswert des Wasserdampfes erreicht, wenn die relative Feuchte

- a) über Eis kleiner als 100% ist (bis $-20^\circ C$ etwa 100 minus Betrag der Temperatur),
- b) über Lösungen kleiner als 100% ist; die Erniedrigung nimmt zu mit der Konzentration der Lösung (NaCl bis 75% LiCl bis 12%) (hygroskopische Wirkung),
- c) über Tröpfchen größer als 100% ist, wenn der Radius kleiner als 0.001 cm wird, bis mehrere 100% bei molekularer Tropfengröße; diese Erhöhung wächst mit abnehmendem Tropfenradius (Krümmungswirkung),
- d) über Lösungströpfchen kleiner als 100% ist, wenn die erniedrigende Wirkung der Lösung größer ist als die erhöhende Wirkung des Tropfenradius (Kondensationskerne $r = 10^{-4}$ bis 10^{-6} cm).

Das bedeutet:

- 1) Eiskristalle nehmen Wasserdampf bei relativen Feuchten unter 100% (je nach Temperatur) auf und wachsen durch Sublimation,
- 2) Lösungen nehmen ebenfalls schon bei relativen Feuchten unter 100% Wasserdampf auf und wachsen durch Kondensation (hygroskopische Wirkung),
- 3) Sehr kleine Tröpfchen aus reinem Wasser ($r < 0.001$ cm) benötigen zum Wachstum durch Kondensation über 100% Feuchte. Darum ist eine Tropfenbildung durch Kondensationswachstum bei molekularer Größe beginnend praktisch nicht möglich.
- 4) Salze und Lösungströpfchen nehmen Wasserdampf bei relativen Feuchten unter 100% auf und wachsen durch Kondensation, wenn ihre hygroskopische Wirkung größer ist als die Krümmungswirkung, wenn bei starker Lösungskonzentration der Radius größer als 10^{-6} cm ist (Kondensationskerne).

Kondensationskerne

Da für ein Tropfenwachstum durch Kondensation, das bei molekularer Größe beginnt, Übersättigungen von mehreren 100% erforderlich sind und in der Atmosphäre aber nur Spitzenwerte der relativen Feuchte bis 101% erreicht werden, muß das Kondensationswachstum an bereits vorhandenen Kernen von makromolekularer Größe beginnen, über deren Oberflächen das Wasserdampfgleichgewicht bei Werten von unter 101% liegt. Selbstverständlich beginnt das Kondensationswachstum zuerst an solchen Kernen, die eine besonders große dampfdruckerniedrigende Wirkung besitzen. Das sind die großen, in der Luft schwebenden Salz- und Säurekerne mit Radien zwischen 10^{-4} bis 10^{-6} cm. Da sie zuerst am Kondensationswachstum teilnehmen, nennt man sie Kondensationskerne. Sie gelangen durch Versprühen des Meerwassers, durch die Meeressgischt, als Salzkerne und hauptsächlich durch Verbrennungsprozesse als Schwefelsäure, Ammoniakkerne usw. in die Atmosphäre und sind immer in ausreichender Zahl vorhanden.

Wenn die relative Feuchte in der Luft durch Aufnahme von Wasserdampf (Verdunstung), meistens aber durch Abkühlung ansteigt, dann beginnen zuerst die wirksamen Kondensationskerne mit der größten hygroskopischen Wirkung durch Kondensation des Wasserdampfes zu wachsen. Mit zunehmender Feuchte nehmen immer mehr weniger wirksame Kerne mit geringerer hygroskopischer Wirkung am Wachstum teil. Da die Lösungskonzentration der Kerne durch die Wasseraufnahme geringer wird, nimmt auch ihre hygroskopische Wirkung ab, und es ist zu weiterem Wachstum ein weiteres Ansteigen der relativen Feuchte erforderlich.

Durch das Wachstum der Kerne wird mit steigender relativer Feuchte die Sicht immer mehr getrübt, obwohl die wachsenden Tröpfchen selbst noch nicht sichtbar sind. Im Wetterbeobachtungsdienst wird diese Sichtminderung auf 8 km und weniger bei einer relativen Feuchte von 80% und mehr als „Feuchter Dunst“ bezeichnet.

Gefrierkerne und Sublimationskerne

Eis entsteht normalerweise durch Gefrieren von Wasser, wenn die Temperatur unter den Gefrierpunkt absinkt. Der Gefrier- oder Kristallisationsprozeß bedeutet ein Ordnen der im flüssigen Zustand in ungeordneter Bewegung befindlichen H_2O -Moleküle an ganz bestimmten Gitterpunkten, um die sie dann nur noch Drehungen und Schwingungen ausüben. Dieses Ordnen wird begünstigt, wenn bereits größere eisgitterähnliche Anordnungen im Wasser vorhanden sind, auf denen die Kristallisation aufbaut. Letzteres ist bei größeren Wassermengen in der Größenordnung cm^3 , die immer

kristalline Stoffe enthalten, der Fall, so daß ihre Kristallisation bei 0° C oder nur wenig darunter beginnen kann. Man nennt solche Kristallteilchen im Wasser Kristallisationskeime oder Gefrierkerne, weil sie die Kristallisation oder das Gefrieren einleiten.

In Tropfen wird mit abnehmender Wassermenge die Wahrscheinlichkeit, daß sich darin größere eisähnliche Kristallisationskeime oder Gefrierkerne befinden, immer geringer, und sie gefrieren darum erst bei tieferen Temperaturen, je nach der Größe und der Eisähnlichkeit des molekularen Aufbaues der Gefrierkerne.

Wolkentröpfchen wachsen von mikroskopischer Größe bis zu einem Radius von etwa 0,001 cm an. Sie enthalten darum nur sehr kleine Kerne, wie sie in großer Zahl in der Luft schweben, die außerdem nur mehr oder weniger eisähnlich in ihrem molekularen Aufbau sind. Das hat zur Folge, daß solche Wolkentröpfchen, die gute, eisähnliche Gefrierkerne enthalten oder durch Zusammenstöße aufnehmen, bei geringerer Unterkühlung gefrieren als solche mit kleineren und weniger eisähnlichen Kernen. Wirksame Gefrierkerne sind feste, kristalline, nicht lösliche Partikelchen, weniger wirksame Gefrierkerne sind lösliche und flüssige Partikelchen, z. B. Salze und Säure- oder andere Lösungströpfchen. Dazwischen liegen feste Kerne, deren Oberflächen zum Teil mit hygroskopischen Lösungen behaftet sind. Man nennt sie auch Mischkerne, weil sie mit ihren hygroskopischen Oberflächenteilen als Kondensationskerne wirken und mit den nicht hygroskopischen Teilen als Gefrierkerne.

Die besten Gefrierkerne werden bei etwa -10° C wirksam. Bei -20° C beträgt die Zahl der wirksamen Kerne etwa 1—10 pro Liter. Unter -30° C nimmt ihre Zahl sprunghaft zu und damit auch die Zahl der gefrierenden Tröpfchen in Wolken. Bei Temperaturen unter -40° C wird die ordnungshemmende Molekularbewegung der H₂O-Moleküle in unterkühltem Wasser so gering, daß selbst ohne Gefrierkerne ein Ordnen der H₂O-Moleküle mit jedem Grad Unterkühlung und mit der Dauer der Unterkühlung so stark zunimmt, daß alle noch nicht gefrorenen Tröpfchen sehr bald gefrieren. Unter -40° C können somit Wolkentröpfchen auch ohne Gefrierkerne kristallisieren.

Die Bildung der Eiskristalle in Wolken geht normalerweise über das eben geschilderte Tröpfchenstadium. Es bilden sich also zuerst an Kondensationskernen Wolkentröpfchen, die dann durch Gefrierkerne zu hexagonalen Eiskristallen gefrieren. Die entstehenden Kristalle sind entweder sechseckige Säulchen oder sechseckige Plättchen. Die Säulchen überwiegen unter -20° C, die Plättchen über -20° C.

Bis -10° C ist die Zahl der wirksamen Gefrierkerne so gering, daß kaum Wolkentröpfchen gefrieren und die Wolken bis zur Höhe der -10° C Isotherme meist aus Wasser bestehen, zwischen 0 und -10° C aus unterkühltem Wasser.

Unter -10° C gefrieren die ersten Wolkentröpfchen zu Eiskristallen, und es beginnt oberhalb der -10°-Isotherme der Bereich der Mischwolken, die aber zunächst aus vielen Wassertröpfchen und wenigen Eiskristallen bestehen. Mit tieferen Temperaturen werden auch schlechtere und damit immer mehr Gefrierkerne wirksam und die Zahl der Eiskristalle nimmt durch Gefrieren der Tröpfchen zu, die Zahl der Tröpfchen selbst ab. Oberhalb der -30°-C-Isotherme werden so viele Gefrierkerne wirksam, daß Wolken ab -35° C überwiegend aus Eiskristallen bestehen und darum Eiskwolken genannt werden. Unter -40° C findet man nur noch im Wolkenbildungsstadium unterkühlte Tröpfchen, die im Verlauf von Sekunden gefrieren. Unterkühlte Tröpfchen wurden allerdings in einzelnen Fällen noch bis -45° C in Cirruswolken festgestellt.

Für völlig unlösliche Kerne, die keine hygroskopische Wirkung besitzen, ist in der Atmosphäre nur dann ein Kondensationswachstum möglich, wenn die relative Feuchte über 100% ansteigt, also kurz vor Erreichen der kritischen Feuchte. Nach Untersuchungen von Fletcher kann an den meisten dieser Kerne der Wasserdampf auch direkt in die Eisphase übertreten, also Sublimation stattfinden, wenn ihre Größe 0.1 μ überschreitet und die Temperatur tief genug ist. Kerne dieser Art bezeichnet man als Sublimationskerne. Normalerweise wird an solchen Kernen bei geringer Unterkühlung und großen Übersättigungen in Bezug auf Wasser die Kondensation und bei großen Unterkühlungen (tiefen Temperaturen) und geringen Übersättigungen die Sublimation bevorzugt. Damit muß die Theorie der Bildung von Eiskristallen bei sehr tiefen Temperaturen insofern ergänzt werden, daß sich nicht immer erst ein Tröpfchen bilden muß, das dann gefriert, sondern daß ein Eiskristall auch durch Sublimation von Wasserdampf an einem Sublimationskern entstehen kann.

7.3. Die Wolkenformen

Je nach der Zusammensetzung der Wolken aus nur Wassertröpfchen, nur Eiskristallen oder aus beiden Aggregatzuständen gemischt, ergibt sich zwanglos die physikalische Einteilung der Wolken in

- 1) Wasserwolken, im Temperaturbereich oberhalb -10° C,
- 2) Mischwolken im Temperaturbereich zwischen etwa -10° und -35° C,
- 3) Eiskwolken und Temperaturbereich unter -35° C.

7.3.1. Wolkenstockwerke

Den oben angeführten Temperaturgrenzen entsprechen in unseren Breiten im Mittel folgende, auf ganze km abgerundete Höhen:

0° C	2 km
-10° C	4 km
-35° C	7 km

Daraus ergeben sich folgende drei mittlere Höhenbereiche für die Wolkenstockwerke:

Tiefes Stockwerk:	nicht unterkühlte Wasserwolken	0— 2 km
Mittleres Stockwerk:	unterkühlte Wasser- und Mischwolken	2— 7 km
Oberes Stockwerk:	Eiskwolken	7—13 km

Im Polargebiet und im Winter liegen diese Grenzen tiefer, in den Tropen und im Sommer höher. Die Obergrenze des Wolkenhimmels bildet im allgemeinen die Tropopause. Sie liegt in polaren Breiten bei 8 km, in gemäßigten Zonen bei 11 km mit extremen Höhen von 14 km und in den Tropen bei 16—18 km. Nicht selten wird aber von Piloten über Cirruswolken in der unteren Stratosphäre berichtet. Selbstverständlich sind die angeführten Höhen nur mittlere Höhen, die sowohl mit der Jahreszeit als auch mit der Wetterlage schwanken. Polare Luftmassen bringen polare Verhältnisse mit und subtropische Luftmassen mehr oder weniger tropische.

Aus der mittleren Temperaturverteilung auf der Erde ergeben sich folgende Höhen für die Wolkenstockwerke:

Stockwerk	Polare Zone	Gemäßigte Zone	Tropische Zone
hohes	3—8 km	5—13 km	6—18 km
mittleres	2—4 km	2— 7 km	2— 8 km
tiefes	0—2 km	0— 2 km	0— 2 km

Das tiefe Stockwerk besteht in allen Zonen aus der Grundschrift der Atmosphäre, in welcher die thermischen sowie dynamischen Vorgänge und damit die Bewölkung hauptsächlich vom Untergrund beeinflusst werden. Sie reicht allgemein bis 2 km Höhe.

Zu den einzelnen Stockwerken gehören folgende Wolkengattungen:

- Oberes Stockwerk: Cirrus Ci, Cirrocumulus Cc, Cirrostratus Cs,
 Mittleres Stockwerk: Altocumulus Ac, Altostratus As,
 Tiefes Stockwerk: Cumulus C, Cumulonimbus Cb, Stratocumulus Sc, Stratus St, Nimbostratus Ns.

Der Altostratus reicht mit seiner Obergrenze oft bis ins obere Stockwerk hinein. Der Nimbostratus hat seine Untergrenze im tiefen Stockwerk, erstreckt sich meist über das ganze mittelhohe und findet seine obere Begrenzung häufig erst im oberen Stockwerk. Der Cumulus erstreckt sich sehr oft vom tiefen bis ins mittlere Stockwerk, der Cumulonimbus sogar bis ins obere, häufig bis zur Tropopause. Ihre Untergrenzen können im Sommer bei hohem Kondensationsniveau oder bei Höhenthermik auch über 2 km im mittleren Stockwerk liegen. Die Abb. 19 zeigt eine schematische Darstellung der Wolkenstockwerke, der Wolkenformen und der zugehörigen Wolkenelemente in den mittleren Breiten.

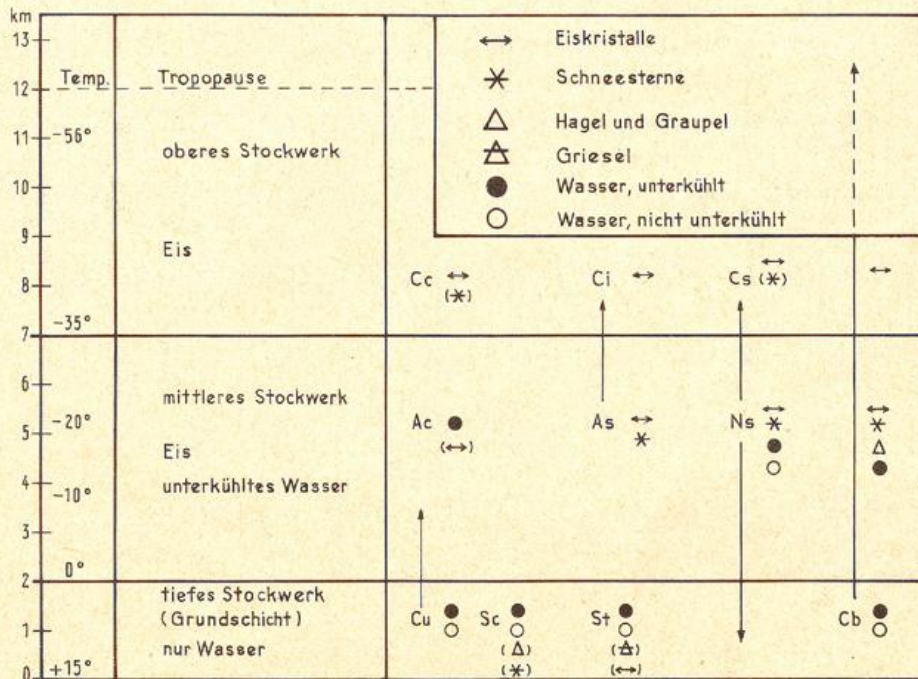


Abb. 19
 Temperaturbereiche und Höhe der Wolkenformen
 sowie Art der Wolkenelemente

7.3.2. Wasserwolken

Bis -10°C sind die Wolken im allgemeinen reine Wasserwolken. Sie haben von allen Wolken die größte Anzahl von Wolkenelementen (in der Größenordnung 100 pro cm^3), da bei höheren Temperaturen mehr Wasserdampf zur Kondensation zur Verfügung steht als bei tiefen. Die Anzahl der Wolkenelemente nimmt außerdem mit der Schnelligkeit der Wolkenbildung zu und ist darum in Wolken mit starker Vertikalbewegung größer als in Wolken ohne oder mit nur geringer Vertikalbewegung. Wasserwolken mit Vertikalbewegungen in der Größenordnung m/sec sind die meisten Konvektionswolken, in der Größenordnung cm/sec alle Schichtwolken, auch die Mischwolken und Eiswolken, Nimbostratus, Altostratus und Cirrostratus.

Große Tröpfchenzahl bedeutet geringe Sicht in der Wolke, etwa wie im Nebel, geringe Lichtdurchlässigkeit der Wolke und darum Eigenschatten und Graustufungen je nach Mächtigkeit der Wolke, scharfe Wolkenränder, da viele Tröpfchen die Wolke so dicht gestalten, daß das Licht an ihren Rändern wie an einem Spiegel reflektiert wird. Die Wolkenränder sind bei dichten Wolken darum auch leuchtend weiß. Zu den dichten Wasserwolken gehören der Cumulus, der Stratocumulus, manchmal noch der Altocumulus und der Cumulonimbus im unteren Wolkenbereich etwa bis zur -10°C Grenze.

Alle anderen Wolken besitzen weniger Wolkenelemente und darum unscharfe, diffuse Ränder.

Die relative Feuchte beträgt in Wasserwolken 100%. Kränze oder Höfe unmittelbar um Sonne oder Mond sind ein Anzeichen für Wasserwolken. Sie entstehen durch Beugung des Lichtes an den Wolkentröpfchen.

Wasserwolken sind im allgemeinen die Wolkengattungen Stratus, Stratocumulus, Cumulus und Altocumulus. Der Altocumulus enthält im Bildungsstadium häufig eine geringere Zahl von Eisteilchen, die auf Kosten der Wassertröpfchen anwachsen und als Fallstreifen (virga) ausfallen. Sie lassen dann eine reine unterkühlte Wasserwolke übrig. Bei entsprechend tiefen Temperaturen können die normalerweise als Wasserwolken vorkommenden Gattungen auch Mischwolken sein.

7.3.3. Eiswolken

Reine Eiswolken bilden sich meist erst unter -35°C , also in Höhen oberhalb 6000–7000 m, selten ab 5000 m. Sie bestehen aus Eiskristallen in Form von sechseckigen Säulen oder Plättchen. Bei sehr tiefen Temperaturen, unter -20°C , überwiegen die Säulchen, bei höheren Temperaturen, über -20°C die Plättchen. Bei großer

Eisübersättigung entarten die Säulchen zu einer Anhäufung von Säulchen, zu Büschelkristallen, und die Plättchen wachsen bei zunehmender Übersättigung zu verzweigten Schneekristallen an. Die Anzahl der Wolkenelemente ist infolge des geringen Wasserdampfgehaltes der Luft bei tiefen Temperaturen erheblich geringer als in Wasserwolken (z. T. nur 100 je Kubikmeter).

Darum sind bei Eiswolken:

die Sicht relativ gut (bis einige km), die Lichtdurchlässigkeit groß, so daß am Erdboden immer noch Schattenbildung von Gegenständen auftritt — Ausnahme Cirrus spissatus —,

die Farbe weiß, weil die Wolke keine Eigenschatten besitzt, seidig glänzend durch Lichtspiegelung an den Eiskristallen — Ausnahme Cirrus spissatus —,

die Ränder unscharf und stark diffus, die Wolkenstruktur oft faserig, haarähnlich, ausgefranst.

Haloerscheinungen, am häufigsten im Form von hellen oder farbigen Ringen um Sonne und Mond in einem Winkelabstand von 22° und 46° oder in Form von Nebensonnen, Lichtsäulen und anderem sind ein sicheres Zeichen für reine Eiswolken, denn sie kommen durch Spiegelung an oder Lichtbrechung in den Eiskristallen zustande.

Die relative Feuchte in Eiswolken liegt infolge des geringeren Sättigungsdampfdruckes über Eis unter 100%. Sie sinkt von rund 83% bei -20° C auf etwa 62% bei -50° C ab.

Die Wolkengattungen der reinen Eiswolken sind: Cirrus, Cirrocumulus und Cirrostratus.

7.3.4. Mischwolken

Mischwolken bestehen aus unterkühlten Wassertropfchen und Eiskristallen, oft mehr oder weniger verzweigten Schneesternchen, und bei stärkerer Vertikalbewegung enthalten sie auch Graupel- oder Hagelkörner. Sie erstrecken sich hauptsächlich über den Temperaturbereich zwischen -10° und -35° C, im Mittel also über den Höhenbereich von 4—7 km.

Die Anzahl der Wolkenelemente ist in Mischwolken größer als in reinen Eiswolken und im allgemeinen geringer als in reinen Wasserwolken. Im Cumulonimbus mit starker Vertikalbewegung ist sie am größten.

Bei Mischwolken sind daher:

die Sicht schlecht,
die Lichtdurchlässigkeit gering,
die Farbe hell- bis dunkelgrau (je nach Wolkendicke),
die Wolkenränder im Mischbereich diffus, ausfransend.

In Mischwolken beträgt die relative Feuchte normalerweise noch 100%. Das bedeutet eine große Übersättigung für die Eiskristalle, die durch Sublimation des übersättigten Wasserdampfes zu verzweigten Schneekristallen wachsen und so schwerere Niederschlags-elemente bilden. Diese geben der Wolke infolge ihrer größeren Fall- oder geringeren Aufwindgeschwindigkeit gegenüber den Wolkentropfchen eine streifige, verschwommene Struktur. Wenn sie als Fallstreifen oder Niederschlag aus der Wolke ausfallen, dann wird die Wolkenbasis unscharf oder diffus.

Weil die Mischwolken in unseren Breiten die wesentlichsten niederschlagsbildenden Wolken sind, kann man sie auch am Niederschlag erkennen. Sie bilden zunächst Schnee, der bei Temperaturen über 0° C zu großtropfigem Regen wird. In Wolken mit großer unterkühlter Tropfenzahl und großen Geschwindigkeitsunterschieden zwischen den Eisbestandteilen und den Tropfchen vergraupeln die Eiskristalle durch Anfrieren der unter-

kühlten Tropfchen bei Zusammenstoßen. Der Vergraupelungsprozeß ist in Wolken mit geringen Aufwinden (unter 1 m/sec) selten.

Es fallen aus den Mischwolken folgende Niederschlagsformen:

Altostratus und Nimbostratus: Schnee, Regen und Eiskörner, wenn in Bodenkaltluft fallender Regen gefriert, selten und nur zu Beginn, wenn die Wolken nur wenig vereist sind, Graupel. Die Niederschlagsformen des Altostratus und Nimbostratus sind räumlich und zeitlich ausgedehnt und ohne starke Intensitätsschwankungen.

Cumulonimbus: Regen, Schnee, Reifgraupel, Frostgraupel und Hagel in Form von Schauerniederschlägen mit zeitlicher und räumlicher Begrenzung und starken Intensitätsschwankungen. Hagel und Gewitter sind nur beim Cumulonimbus möglich.

Die zu den Wasserwolken zählenden Gattungen Stratocumulus und Stratus (auch Hochnebel und Nebel) können in der kalten Jahreszeit bei Temperaturen unter etwa -10° C durch Gefrieren einzelner unterkühlter Tropfchen zu niederschlagsauslösenden Mischwolken werden. Es fallen dann aus Stratus und hochreichendem Nebel Eisnadeln, kleine Sternchen und Schneegriesel, die meistens durch geringes Anfrieren von Tropfchen aus vergraupelten, zusammengeballten Eisnadeln oder Sternchen bestehen und dann das Aussehen kleiner, weißer Kügelchen von schneeähnlicher Struktur mit weniger als 1 mm Durchmesser haben. Der manchmal aus Stratus oder Nebel fallende Nieselregen entsteht nicht über das Eisstadium, sondern durch Vereinigung von vielen tausend Tropfchen (Koagulation).

Stratocumulus mit Eiskristallen liefert nur geringe Schneefälle, oft nur einzelne Flocken, und bei großer Tropfchenzahl und geringerem Aufwind von der Größenordnung von 1 m/sec manchmal Reifgraupel, aber nur selten geringe Regenfälle, wenn die 0°-Grenze hoch genug, aber noch unter 1000 m liegt. Wenn bei höheren Temperaturen aus Stratocumulus stärkerer Regen oder andere nennenswerte Niederschläge fallen, dann stammen sie aus anderen darüberliegenden Wolken.

Die Wolkengattungen der Mischwolken sind: Altostratus, Nimbostratus und Cumulonimbus.

Im Bildungsstadium ist auch der Altocumulus oft eine Mischwolke mit geringer Eisteilchenzahl (s. o.).

7.4. Wolkenklassifikation

7.4.1. Aussehen der Wolken

Das Aussehen der Wolken wird im wesentlichen durch folgende Merkmale bestimmt:

- a) räumliche Verteilung der Wolkenelemente
- b) Art der Wolkenelemente (Wasser, Eis oder beides), ihre Höhe und ausfallender Niederschlag
- c) Eigenarten in der Gestalt der Wolken.

Die beiden erstgenannten Merkmale (a und b) bestimmen die Einteilung in Wolkengattungen, das letzte Merkmal (c) weist auf die Wolkenarten hin.

Die Wolken befinden sich in ständiger Umwandlung und weisen deshalb einen unendlichen Formenreichtum auf. Es ist jedoch möglich, eine begrenzte Anzahl von charakteristischen Formen zu definieren, die auf der ganzen Erde beobachtet werden, und sie zu größeren Gruppen zusammenzufassen, die international klassifiziert wurden. Diese internationale Wolkenklassifikation ist im „Internationalen Wolkenatlas“, Band I, allgemein verbindlich festgelegt und im Band II durch entsprechende charakteristische Aufnahmen bildlich erläu-

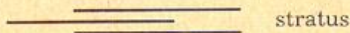
tert. Zunächst lassen sich fast alle Wolken in 10 Gattungen einordnen. Um diese Gattungen noch ausführlicher beschreiben zu können, stehen 14 Arten und neun Unterarten zur Verfügung. Mit zusätzlichen neun Sonderformen und Begleitwolken können fast alle vorkommenden Wolkenformen erfaßt werden. Bei Umbildung von Wolkengattungen kann man durch Angabe der Mutterwolke außerdem etwas über den Ursprung der Wolke aussagen, was für die Diagnose von atmosphärischen Vorgängen von Bedeutung sein kann. In Anlehnung an andere Wissenschaften wurden für die verschiedenen Wolkenformen lateinische Namen gewählt, die im wesentlichen bereits die charakteristischen Eigenarten der Wolken ausdrücken. Das Einordnen der Wolken in Gattungen, Arten, Unterarten usw. erfolgt nach ihrem Aussehen.

7.4.2 Wolkengattungen

Die Wolkengattungen erhält man, indem man zuerst das räumliche Verteilungsmerkmal der Wolkenelemente festlegt und dann die Art der Wolkenelemente, ob Wasser, Eis oder beides, was sich aus der Temperatur, der Höhe oder aus den Erkennungsmerkmalen der Wasser-, Eis- und Mischwolken und aus den herausfallenden Niederschlagsformen ergibt. Die scheinbare Größe der Wolkenteile und ihre scheinbare Zuggeschwindigkeit lassen oft Schlüsse auf die Wolkenhöhe zu. Tiefe Wolken sind scheinbar größer und ziehen scheinbar schneller als hohe. Die räumlichen Verteilungsmerkmale der Wolkenelemente sind:

1) das „stratus“-Merkmal (stratus lat. = ausgebreitet): Schichtwolken, einförmige Wolken ohne wesentliche Helligkeitsunterschiede und Konturen in ausgedehnten Feldern oder Schichten, die den Himmel ganz oder teilweise bedecken.

Symbol



stratus

Schichtung der Atmosphäre: stabil

2) das „cumulus“-Merkmal (cumulus lat. = Haufen): Einzelwolken in Form von mehr vertikal als horizontal entwickelten Flocken, Haufen oder Türmen.

Symbol



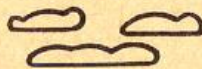
cumulus

Schichtung der Atmosphäre: labil

3) „stratocumulus“-Merkmal:

Schichtwolken mit wesentlichen Helligkeitsunterschieden (dunklere und hellere Stellen oder Lücken) und mit Konturen in Form von Flecken, Feldern oder Schichten, oft mit regelmäßigen Schollen oder „Schäfchen“ oder in Form von Ballen und Walzen.

Symbol



stratocumulus

Schichtung der Atmosphäre: stabil
labil

an der Obergrenze stabil, oft Inversion (stratus), darunter labile Schicht meist geringer Mächtigkeit (cumulus).

Nimbuswolken sind nach ihrer lat. Bezeichnung (nimbus = Regen) solche, die zu Niederschlägen führen. Das kann eine Wolke sein mit stratus-Merkmalen, sie heißt

dann Nimbostratus, oder aber mit cumulus-Merkmalen, sie heißt dann Cumulonimbus. Die aus dem Nimbostratus fallenden Niederschlagsformen sind anhaltender Regen oder Schnee und Eiskörner, selten Graupel; die aus einem Cumulonimbus fallenden sind Schauerniederschläge in Form von Regen, Schnee, Reifgraupel, Frostgraupel oder Hagel.

Bei reinen Eiswolken ist die Anzahl der Wolkenelemente oft so gering, daß man bei ihrer räumlichen Verteilung weder von einem Stratus-Merkmal noch von einem Cumulus-Merkmal sprechen kann. Diese Wolken haben wegen ihres Aussehens den Gattungsnamen Cirrus (lat. = Haarlocke, Federbusch).

Kombiniert man die drei oben genannten räumlichen Verteilungsmerkmale mit der Art der Wolkenelemente, die man aus dem Aussehen, aus der Höhe oder dem Niederschlag bestimmen kann, so erhält man:

4 Stratusgattungen: Stratus, Altostratus, Cirrostratus, Nimbostratus.

4 Cumulusgattungen: Cumulus, Altocumulus, Cirrocumulus, Cumulonimbus.

3 Stratocumulusgattungen: Stratocumulus, Altostratocumulus, Cirrostratocumulus.

1 Cirrus.

Die Kombination der beiden Gattungsmerkmale: räumliche Verteilung und Art der Wolkenelemente führt so zu zwölf Gattungen. Aus praktischen Gründen (Verschlüsselung) sind sie auf 10 verringert worden. Der Altocumulus und Altostratocumulus sind im Altocumulus zusammengefaßt und der Cirrocumulus und Cirrostratocumulus im Cirrocumulus. Das Stratocumulus-Merkmal wird durch die Artenbezeichnung stratiformis ausgedrückt. Diese 10 Wolkengattungen schließen sich gegenseitig aus, d. h. eine bestimmte Wolke kann nur einer dieser 10 Gattungen angehören.

Zusammenfassend werden nochmals alle Wolkengattungen, ihre Abkürzungen und Schlüsselzahlen genannt. Dabei ist zu beachten, daß die Gattungsnamen stets mit 2 Buchstaben abgekürzt werden.

Gattung	Abkürzung	Schlüsselzahl
Cirrus	Ci	0
Cirrocumulus	Cc	1
Cirrostratus	Cs	2
Altocumulus	Ac	3
Altostratus	As	4
Nimbostratus	Ns	5
Stratocumulus	Sc	6
Stratus	St	7
Cumulus	Cu	8
Cumulonimbus	Cb	9

7.4.3 Wolkenarten

Die Gattungen ergeben nur eine grobe Einteilung und Beschreibung der Wolken. Um etwas über die Eigenarten in der Gestalt der einzelnen Gattungen auszusagen, wurden 14 Wolkenarten festgelegt, die sich ebenfalls gegenseitig ausschließen, so daß eine bestimmte Wolke nur einer Art angehören kann. Das schließt nicht aus, daß dieselbe Art bei mehreren Gattungen vorkommen kann. Die Linsenform z. B. kann bei den Gattungen Cirrocumulus, Altocumulus und Stratocumulus beobachtet werden.

Die Namen der Arten, ihre Abkürzungen (stets aus 3 Buchstaben bestehend), ihre deutsche Bedeutung und die Gattungen, bei denen sie vorkommen, sind:

Name	Abk.	Bedeutung	Gattungen
fibratus	fib	faserig	Ci Cs
uncinus	unc	haken-, kommaförmig	Ci
spissatus	spi	dicht	Ci
castellanus	cas	türmchenförmig	Ci Cc Ac Sc
floccus	flo	flockig, bauschig	Ci Cc Ac
stratiformis	str	schichtförmig	Cc Ac Sc
nebulosus	neb	nebel-, schleierartig	Cs St
lenticularis	len	linsenförmig, mandelförmig	Cc Ac Sc
fractus	fra	zerrissen	St Cu
humilis	hum	niedrig	Cu
medicocris	med	mittelmäßig	Cu
congestus	con	aufgetürmt, mächtig aufquellend	Cu
calvus	cal	kahl, glatt	Cb
capillatus	cap	behaart, ausgefranst, faserig	Cb

Wolkenarten

7.4.4. Unterarten

Zur Beschreibung der Wolken gehören neben den Gattungsmerkmalen und den Artenmerkmalen auch eine Angabe über die verschiedenartige Anordnung der Wolkenteile und über ihre Lichtdurchlässigkeit. Diese beiden Merkmale ergeben neun Unterarten, sechs davon beziehen sich auf die Anordnung der Wolkenteile, drei auf die Lichtdurchlässigkeit. Die Namen der Unterarten, ihre Abkürzungen (stets 2 Buchstaben), ihre deutsche Bedeutung und die Gattungen, bei denen sie vorkommen, sind:

Name	Abk.	Bedeutung	Gattungen
intortus	in	verflochten	Ci
vertebratus	ve	skelettartig, grätenförmig	Ci
undulatus	un	wellen-, wogenförmig	Cc Cs Ac As Sc St
radiatus	ra	strahlenförmig, parallele Bänder und Streifen	Ci Ac As Sc Cu
lacunosus	la	durchlöchert (runde ausgefrante Löcher)	Cc Ac selten Sc
duplicatus	du	doppel- und mehrschichtig	Ci Cs Ac As Sc
perlucidus	pe	durchsichtig (durch kleine Lücken)	Ac Sc
translucidus	tr	durchscheinend	Ac As Sc St
opacus	op	nicht durchscheinend, dunkel	Ac As Sc St

Unterarten

7.4.5. Sonderformen und Begleitwolken, Mutterwolken

Unmittelbar zusammenhängend mit der Hauptmasse bestimmter Wolken können noch besondere Erscheinungen, „Sonderformen“, oder auch getrennt von der Hauptmasse „Begleitwolken“ beobachtet werden. Sonderformen gibt es 6, Begleitwolken 3. Eine Wolkengattung kann gleichzeitig von mehreren Sonderformen und Begleitwolken begleitet sein. Ihre Namen, Abkürzungen (stets 3 Buchstaben), deutsche Bedeutung und Gattungen, bei denen sie vorkommen, sind:

Ein Teil einer Wolke kann sich weiterentwickeln, wobei bei mehr oder weniger deutlich abgesonderte Gebilde entstehen. Diese können sich — von der Mutter-

wolke getrennt oder nicht — zu Wolken einer völlig anderen Gattung auswachsen. Um ihren Ursprung zu kennzeichnen, fügt man der neuen Gattung die Gattungsbezeichnung der Mutterwolke unter Anhängung des Wortes „genitus“ an. Beispiel: Stratocumulus cumulogenitus, Cirrus cumulonimbogenitus. Als Abkürzung wird die kleingeschriebene Abkürzung der Mutterwolke benutzt mit einem angehängten gen, z. B. Sc cugen.

Name	Abk.	Bedeutung	Gattungen
incus	inc	mit Amboß	Cb
mamma	mam	mit beutelförmigen, warzenartigen Auswüchsen an der Untergrenze	Ci Cc Ac As Sc Cb
virga	vir	mit Fallstreifen	Cc Ac As Ns Sc Cu Cb
praecipitatio	pra	mit Niederschlag	As Ns Sc St Cu Cb
arcus	arc	mit Böenkragen	Cb selten Cu
tuba	tub	mit Wolkenschlauch (Trombe)	Cb selten Cu
pileus	pil	mit Kappe	Cu Cb
velum	vel	mit Schleier	Cu Cb
pannus	pan	mit Fetzen (Schlechtwetterfetzen)	As Ns Cu Cb

Sonderformen und Begleitwolken

Die lateinischen Namen der Mutterwolken und ihre Abkürzungen lauten:

cirrocumulogenitus	ccgen	(aus Cc entstanden)
altocumulogenitus	acgen	(aus Ac entstanden)
altostratogenitus	asgen	(aus As entstanden)
nimbostratogenitus	nsgen	(aus Ns entstanden)
stratocumulogenitus	scgen	(aus Sc entstanden)
cumulogenitus	cugen	(aus Cu entstanden)
cumulonimbogenitus	cbgen	(aus Cb entstanden)

Eine Zusammenstellung aller Gattungen, Arten, Unterarten, Sonderformen, Mutterwolken und des zugehörigen Niederschlags enthält die nachfolgende Übersicht (S. 29).

7.5. Beschreibung der einzelnen Wolkengattungen (mit Arten, Unterarten usw.)

Cirrus

1) Definition

Isolierte Wolken in Form weißer, zarter Fäden oder weißer bzw. überwiegend weißer Flecken oder schmaler Bänder. Diese Wolken zeigen ein faseriges (haarähnliches) Aussehen oder einen seidigen Schimmer oder beides.

2) Arten

- Cirrus fibratus: Dünne, weiße Fasern oder Fäden.
- Cirrus uncinus: Kommaförmige oder hakenförmige oder in einem nicht abgerundeten Büschel endende Fasern oder Fäden.
- Cirrus spissatus: Dichte Cirrus-Flecken, die oft schwach grau aussehen und die Sonne verschleiern oder völlig verdecken können.

Wolkenklassifikation

Gattungen	Arten	Unterarten	Sonderformen u. Begleitwolken	Mutterwolken (genitus)	Niederschlag
Cirrus	fibratus uncinus spissatus castellanus floccus	intortus radiatus vertebratus duplicatus	mamma	Cc Ac Cb	kein
Cirrocumulus	stratiformis lenticularis floccus castellanus	undulatus lacunosus	virga mamma		kein
Cirrostratus	fibratus nebulosus	duplicatus undulatus		Cc Cb	kein
Alto cumulus	stratiformis lenticularis castellanus floccus	translucidus perlucidus opacus duplicatus undulatus radiatus lacunosus	virga mamma	Cu Cb	kein
Altostratus		translucidus opacus duplicatus undulatus radiatus	virga praecipitatio pannus mamma	Ac Cb	anhaltend Regen Schnee Eiskörner selten Frostgraupel
Nimbostratus			praecipitatio virga pannus	Cu Cb	wie As
Stratocumulus	stratiformis lenticularis castellanus	translucidus perlucidus opacus duplicatus undulatus radiatus lacunosus	mamma virga praecipitatio	As Ns Cu Cb	schwach Regen Schnee Reifgraupeln
Stratus	nebulosus fractus	opacus translucidus undulatus	praecipitatio	Ns Cu Cb	Sprühregen Eisprismen Schneegriesel
Cumulus	humilis mediocris congestus fractus	radiatus	pileus velum virga praecipitatio arcus pannus tuba	Ac Sc	nur aus mächtigen Cu Regen- schauer
Cumulonimbus	calvus capillatus		praecipitatio, virga pannus, incus, mamma, pileus, velum, arcus, tuba	Ac As Ns Sc Cu	Schauer aus Regen Schnee Reifgraupel Frostgraupel Hagel, z. T. mit Gewitter

Cirrus floccus:
(selten)

Kleine, isolierte, runde Cirrus-Büschel, oft mit Schleißen versehen.

Cirrus castellanus:
(selten)

Kleine abgerundete Türmchen oder Zinnen, die aus einer gemeinsamen Cirrus-Basis herauswachsen.

3) Unterarten

Cirrus intortus:

Unregelmäßig gebogene und ineinander verflochtene Cirrus-Fäden.

Cirrus radiatus:

Einzelne, in breiten parallelen Bändern scheinbar gegen den Horizont zusammenlaufende Cirrus-Teile.

Cirrus vertebratus:

Wie eine Wirbelsäule oder Fischgräte aussehende Cirrus-Teile.

Cirrus duplicatus:

Cirruswolken in zwei oder mehreren dicht übereinander angeordneten Schichten, die manchmal teilweise miteinander verwachsen sind.

- 4) Sonderformen und Begleitwolken
Mamma: Cirrus mit hängenden, beutel- oder warzenartigen Quellformen an der Unterseite.
- 5) Art der Wolkenbestandteile
Cirrus besteht aus Eiskristallen.
- 6) Niederschlagsformen
Aus Cirrus fällt kein Niederschlag.
- 7) Optische Erscheinungen
In Cirrus können Haloerscheinungen vorkommen.
- 8) Unterschiede zwischen ähnlichen Wolken anderer Gattungen
 - a) Cirrus floccus - Cirrocumulus floccus
Cirrus castellanus - Cirrocumulus castellanus
Cirrus - Büschel oder Türmchen haben im Gegensatz zu den Cirrocumulusformen eine Breite von mehr als 1 Grad.
 - b) Cirrus-Cirrostratus
Cirrus hat eine zusammenhanglose Struktur, Cirrus-Felder oder -Bänder besitzen eine geringe horizontale Erstreckung und geringe Breite der zusammenhängenden Teile.
 - c) Cirrus floccus - Alto cumulus floccus
Cirrus castellanus - Alto cumulus castellanus
Die Feinstruktur des Cirrus ist seidiger und faseriger als die des Alto cumulus.
 - d) Cirrus spissatus - Altostratus
Dichte Cirrus-Flecken haben eine geringere horizontale Erstreckung als der Altostratus und eine überwiegend weiße Färbung.
- 9) Entstehung
Cirrus entsteht
 - a) durch Turbulenz bei starker vertikaler Windscherung
 - b) durch Konvektion in labilen hochtroposphärischen Luftschichten
 - c) aus anderen Wolken
aus Virga-Bildungen von Cirrocumulus und Alto cumulus
aus verdunstetem Cirrostratus
aus Cumulonimbus durch Herauswehen von Eiskristallen bei starken Höhenwinden, oder durch Auflösung des Cumulonimbus bis auf den Eisamboß (Ci spi cbgen).

Cirrocumulus

1) Definition

Dünne, weiße Flecken, Felder oder Schichten von Wolken ohne Eigenschatten, die aus sehr kleinen, körnig, gerippt o. ä. aussehenden, miteinander verwachsenen oder isolierten Wolkenteilen bestehen und mehr oder weniger regelmäßig angeordnet sind. Die meisten Wolkenteile haben eine Breite von weniger als 1 Grad.

2) Arten

Cirrocumulus stratiformis: Cirrocumulus in ausgedehnten horizontalen Feldern oder Schichten.

Cirrocumulus lenticularis: Linsenförmig oder mandelförmig, oft sehr langgestreckte Cirrocumulusbänke mit gewöhnlich scharf ausgeprägten Umrissen .

Cirrocumulus castellanus: Einzelne Cirrocumulus-Teile mit sehr kleinen turmartigen Aufquellungen, die aus einer gemeinsamen Basis herauswachsen.

Cirrocumulus floccus: Cirrocumulus-Wolken aus sehr kleinen, unten zerfetzten Büscheln.

3) Unterarten

Cirrocumulus undulatus: Wellenförmig angeordnete Cirrocumulus-Felder.

Cirrocumulus lacunosus: Cirrocumulus-Felder mit kleinen runden, vielfach ausgefranzten Löchern, wodurch oft das Aussehen eines Netzes oder einer Wabe entsteht.

4) Sonderformen und Begleitwolken
Virga: Fallstreifen aus Eiskristallen, die an der Unterseite des Cirrocumulus schräg oder senkrecht herabhängen.

Mamma: Hängende, beutel- oder warzenförmige Quellformen an der Unterseite des Cirrocumulus.

5) Art der Wolkenbestandteile
Cirrocumulus besteht fast ausschließlich aus Eiskristallen. Im Bildungsstadium können Wassertröpfchen vorhanden sein, die infolge der starken Unterkühlung schnell zu Eiskristallen gefrieren oder von den übrigen Eiskristallen durch Übersublimieren aufgezehrt werden.

6) Niederschlagsformen
Aus Cirrocumulus fällt kein Niederschlag.

7) Optische Erscheinungen
Cirrocumulus ist stets so durchscheinend, daß die Stellung von Sonne oder Mond zu erkennen ist. Manchmal kann Korona-Bildung oder Irisieren beobachtet werden.

8) Unterschiede zwischen ähnlichen Wolken anderer Gattungen

a) Cirrocumulus floccus — Cirrus floccus
Cirrocumulus castellanus — Cirrus castellanus
siehe Cirrus

c) Cirrocumulusfelder unterscheiden sich von Cirrus und Cirrostratus durch ihre gerippte Form und ihre Unterteilung in sehr kleine Wölkchen, auch wenn darunter für Cirrus und Cirrostratus charakteristische, faserige, seidige oder glatte Abschnitte sind, die aber zusammen nur den kleineren Teil ausmachen.

c) Cirrocumulus — Alto cumulus
Cirrocumulus-Teile sind kleiner als 1 Grad und haben keine Eigenschatten, Alto cumulus-Teile sind größer als 1 Grad und haben meist Eigenschatten.

Korona-Bildung bei Cirrocumulus selten, bei dünnem Alto cumulus häufiger.

9) Entstehung

Cirrocumulus kann entstehen

a) durch Konvektion in dünnen labilen Luftschichten (Cc str la)

b) durch eine durch Hindernisse und Leewellen bedingte Hebung feuchter Luftschichten (Cc len)

- c) aus anderen Wolken
durch Labilisierung von dünnen Cirrus- und Cirrostratusschichten infolge anhaltender Hebung oder Ausstrahlung ihrer Obergrenzen und dadurch einsetzende Konvektion
durch Schrumpfung der Teilwolken von Altocumulusflecken, -feldern oder -schichten.

Cirrostratus

- 1) Definition
Durchscheinender, weißlicher Wolkenschleier von faserigem, haarähnlichem oder glattem Aussehen, der den Himmel ganz oder teilweise bedeckt und im allgemeinen Haloerscheinungen hervorruft.
- 2) Arten
Cirrostratus fibratus: faseriger Cirrostratusschleier.
Cirrostratus nebulosus: glatter, einförmiger und nebelartiger Cirrostratusschleier.
- 3) Unterarten
Cirrostratus duplicatus: zwei- oder mehrschichtiger Cirrostratus.
- 4) Sonderformen und Begleitwolken
Keine.
- 5) Art der Wolkenelemente
Eiskristalle.
- 6) Niederschlagsformen
Keine.
- 7) Optische Erscheinungen
In dünnem Cirrostratusschleier werden häufig Haloerscheinungen beobachtet.
- 8) Unterschiede zwischen ähnlichen Wolken anderer Gattungen
 - a) Cirrostratus-Cirrus (siehe Cirrus)
 - b) Cirrostratus-Cirrocumulus (siehe Cirrocumulus)
 - c) Cirrostratus-Altostratus
Cirrostratus ist weißlich und von geringerer vertikaler Mächtigkeit, so daß Gegenstände an der Erdoberfläche immer noch Schatten werfen, während bei Altostratus keine Schattenbildung mehr erfolgt. Bei Cirrostratus sind Haloerscheinungen möglich, bei Altostratus nicht.
- 9) Entstehung
Cirrostratus entsteht durch
 - a) Aufgleiten ausgedehnter Luftschichten
 - b) durch Umbildung anderer Wolken aus Cirrocumulus virga durch Zusammenwachsen von Cirrus- und Cirrocumulus-Teilen.

Altocumulus

- 1) Definition
Weiche und/oder graue Flecken, Felder oder Schichten von Wolken, im allgemeinen mit Eigenschatten, aus schuppenartigen Teilen, Ballen, Walzen usw. bestehend, die manchmal teilweise faserig oder diffus aussehen und zusammengewachsen sein können. Die meisten der regelmäßig angeordneten kleinen Wolkenanteile haben gewöhnlich eine Breite von 1 bis 5 Grad.
- 2) Arten
Altocumulus stratiformis: Altocumulus in ausgedehnten horizontalen Feldern oder Schichten.
Altocumulus lenticularis: Altocumulus in linsen- oder mandelförmigen, oft sehr langgestreckten Bänken mit deutlich ausgeprägten Umrissen.

Altocumulus castellanus: Altocumulus mit einer Reihe von Türmchen, die aus einer gemeinsamen Basis herauswachsen.

Altocumulus floccus: Altocumulus in Form kleiner, isolierter Büschel, mit zerfransten Unterteilen und häufig mit Schleppen.

3) Unterarten

Altocumulus translucidus: Dünner, lichtdurchlässiger Altocumulus mit erkennbarer Stellung von Sonne und Mond.

Altocumulus perlucidus: Durch kleine unregelmäßige Lücken durchsichtiger Altocumulus.

Altocumulus opacus: Dichter Altocumulus, der Sonne und Mond völlig verdeckt.

Altocumulus duplicatus: Altocumulus in zwei oder mehreren Schichten.

Altocumulus undulatus: Altocumulus in wogenförmiger Anordnung, oft mit langgestreckten, parallelen Walzen, die durch scharf begrenzte, wolkenlose Bahnen voneinander getrennt sein können.

Altocumulus radiatus: Altocumulus mit paralleler Streifung oder in parallelen Bändern, die scheinbar am Horizont zusammenlaufen.

Altocumulus lacunosus (selten): Altocumulus mit mehr oder weniger regelmäßig verteilten, runden, oft ausgefransten Löchern, wodurch das Aussehen eines Netzes oder einer Wabe entsteht.

4) Sonderformen und Begleitwolken

Altocumulus virga: Altocumulus mit Fallstreifen, die meist aus Eiskristallen bestehen.

Altocumulus mamma: Altocumulus mit hängenden, beutelförmigen Quellungen an der Unterseite.

5) Art der Wolkenbestandteile

Altocumulus besteht fast immer aus unterkühlten Wassertröpfchen. Bei sehr tiefen Temperaturen (unter -10°C) kann er auch Eiskristalle enthalten, die infolge starker Eisübersättigung durch Sublimation rasch wachsen und als Fallstreifen (virga) ausfallen.

6) Niederschlagsformen

Aus Altocumulus fällt normalerweise kein Niederschlag.

7) Optische Erscheinungen

Durch Lichtbeugung an den Wolkentröpfchen wird an dünnen Altocumulus-Teilen oft Korona-Bildung oder Irisieren beobachtet. Altocumulus virga kann Haloerscheinungen in Form von Nebensonnen und Lichtsäulen bilden.

8) Entstehung

Altocumulus entsteht

a) durch Aufgleiten einer ausgedehnten Luftschicht, aber nur am Rande der Aufgleitzone

b) durch Konvektion in labilen Luftschichten des mittelhohen Stockwerkes

c) durch Turbulenz im mittleren Stockwerk

d) durch eine durch Hindernisse und Leewellen bedingte Hebung feuchter Luftschichten

e) aus anderen Wolken

durch Labilisierung von Altostratus- oder Nimbostratusschichten infolge anhaltender Hebung oder Wärmeausstrahlung ihrer Obergrenze und dadurch einsetzende Konvektion,

durch Umwandlung von Altostratus oder Nimbostratus infolge starker Wolkenbildung,

durch Ausbreitung von Cumuluswolken an Inversionen

durch Cumulus- oder Cumulonimbusreste in feuchten Luftschichten bei nachlassender Thermik.

- 9) Unterschiede zwischen ähnlichen Wolken anderer Gattungen
 - a) *Alto cumulus virga - Cirrus*
Ac vir ist nicht überall, Ci hingegen überall faserig oder seidig schimmernd.
 - b) *Alto cumulus - Cirro cumulus* (siehe *Cirro cumulus*)
 - c) *Alto cumulus stratiformis - Altostratus*
Mittelhohe Wolkenschichten ohne Niederschlag werden im Zweifelsfalle als *Alto cumulus* bezeichnet, sofern irgendwelche Anzeichen von schuppenartigen Teilen, Ballen, Walzen usw vorhanden sind.
 - d) *Alto cumulus stratiformis - Stratocumulus stratiformis*
Bei *Alto cumulus* haben die meisten der regelmäßig angeordneten Wolkenteile eine Größe von 1 bis 5 Grad, bei *Stratocumulus* von mehr als 5 Grad.
 - e) *Alto cumulus floccus - Cumulus fractus* oder *humilis*
Alto cumulus floccus hat häufig faserige Schleppen und ist meist kleiner als *Cumulus*.

Altostratus

- 1) Definition
Graue oder bläuliche Wolkenfelder oder -schichten von streifigem, faserigem oder einförmigem Aussehen, die den Himmel ganz oder teilweise bedecken und stellenweise gerade so dünn sind, daß die Sonne wenigstens schwach wie durch Mattglas zu erkennen ist. Bei *Altostratus* treten keine Haloerscheinungen auf.
- 2) Arten
Keine
- 3) Unterarten
Altostratus translucidus: Dünner *Altostratus*, durch den die Sonne wenigstens noch andeutungsweise wie durch Mattglas zu erkennen ist.
Altostratus opacus: dichter *Altostratus*, der die Sonne völlig verdeckt.
Altostratus duplicatus: zwei oder mehrere, dicht übereinander liegende *Altostratus*-schichten, die teilweise zusammenwachsen können.
Altostratus undulatus: *Altostratus* mit Wogenbildungen.
Altostratus radiatus: *Altostratus* mit paralleler Streifung, die scheinbar am Horizont zusammenläuft.
- 4) Sonderformen und Begleitwolken
Altostratus virga: *Altostratus* mit Fallstreifen an der Untergrenze.
Altostratus praecipitatio: *Altostratus* mit Niederschlag, der den Erdboden erreicht.
Altostratus pannus: *Altostratus* mit zerrissenen Wolkenfetzen, die in tiefer liegenden turbulenten Schichten durch Feuchteanreicherung infolge Verdunstung von Niederschlag entstehen.
Altostratus mamma: *Altostratus* mit warzenartigem Aussehen an der Unterseite.

- 5) Art der Wolkenbestandteile
Altostratus besteht aus Wassertröpfchen und Eiskristallen. Er enthält außerdem Schneeflocken und Regentropfen.
- 6) Niederschlagsformen
Aus *Altostratus* fällt meist Dauerniederschlag in Form von Regen oder Schnee, Eiskörnern oder Frostgraupeln.
- 7) Optische Erscheinungen
Nur bei dünnem *Altostratus* Koronabildung.
- 8) Unterschiede zwischen ähnlichen Wolken anderer Gattungen
 - a) *Altostratus - Cirrus spissatus* (siehe *Cirrus*)
 - b) *Altostratus translucidus - Cirrostratus* (siehe *Cirrostratus*)
 - c) *Altostratus - Alto cumulus stratiformis* (siehe *Alto cumulus*)
 - d) *Altostratus opacus - Nimbostratus*
Altostratus hat eine höhere Untergrenze und ist dünner, heller und an seiner Unterseite weniger gleichförmig als *Nimbostratus*. Wenn weder Regen noch Schnee fällt, wird die Wolkenschicht im Zweifelsfalle als *Altostratus* bezeichnet.
 - e) *Altostratus - Stratus*
Altostratus besitzt Mattglaswirkung und ist niemals weiß, wie es bei dünnem *Stratus* gegen die Sonne sein kann. *Stratus* besitzt andere Niederschlagsformen (Sprühregen, Griesel, Eisnadeln).

- 9) Entstehung
Altostratus entsteht
 - a) durch Aufgleiten ausgedehnter Luftschichten bis in genügend große Höhen
 - b) aus anderen Wolken
aus *Cirrostratus*, der an Mächtigkeit zunimmt, aus *Nimbostratus*, der an Mächtigkeit abnimmt, aus *Alto cumulus*, wenn zahlreiche Eiskristallschleppen ausfallen und ihm ein einförmiges Aussehen verleihen
aus *Cumulonimbus* durch Ausbreitung der mittleren oder oberen vereisten Teile an Inversionen.

Nimbostratus

- 1) Definition
Graue, häufig dunkle Wolkenschicht, die bei mehr oder weniger anhaltendem, meist den Erdboden erreichenden Regen- oder Schneefall diffus erscheint. Die Schicht ist so dicht, daß die Sonne unsichtbar wird. Unterhalb dieser Schicht treten häufig niedrige zerfetzte Wolken auf, die mit ihr zusammenwachsen können.
- 2) Arten
Keine.
- 3) Unterarten
Keine.
- 4) Sonderformen und Begleitwolken
Nimbostratus praecipitatio: *Nimbostratus* mit Niederschlag, der den Erdboden erreicht.
Nimbostratus virga: *Nimbostratus* mit Fallstreifen an der Untergrenze.

Nimbostratus pannus: Nimbostratus mit zerrissenen Wolkenfetzen, die in tiefer liegenden, labilisierten und turbulenten Schichten durch Feuchteanreicherung infolge Verdunstung von Niederschlag entstehen und mit dem Nimbostratus zusammenwachsen können.

- 5) Art der Wolkenbestandteile
Nimbostratus besteht aus teils unterkühlten Wassertropfchen und Regentropfen, aus Schneekristallen und Schneeflocken.
- 6) Niederschlagsform
Aus Nimbostratus fällt meist Dauerniederschlag in Form von Regen, Schnee, Eiskörnern oder Frostgraupeln.
- 7) Optische Erscheinungen
Keine.
- 8) Unterschiede zwischen ähnlichen Wolken anderer Gattungen
 - a) Nimbostratus — Altostratus opacus (siehe Altostratus)
Wenn Regen oder Schnee fällt, wird die Wolke im Zweifelsfalle als Nimbostratus bezeichnet.
 - b) Nimbostratus — Altocumulus opacus
Nimbostratus — Stratocumulus opacus
Nimbostratus besitzt im Gegensatz zu Altocumulus opacus und Stratocumulus opacus keine klar abgegrenzten Wolkenteile oder keine deutlich ausgeprägte Untergrenze.
 - c) Nimbostratus — Stratus opacus
Aus Nimbostratus fallen Niederschläge in Form von Regen, Schnee, Eiskörnern oder Frostgraupeln; aus Stratus opacus nur in Form von Sprühregen, Eisprismen oder Schneegriesel.
 - d) Nimbostratus — Cumulonimbus
Wenn eine Wolke von Blitz, Donner oder Hagel begleitet ist, dann ist sie ein Cumulonimbus, auch wenn sie wie ein Nimbostratus aussieht.
- 9) Entstehung
Nimbostratus entsteht
 - a) durch Aufgleiten ausgedehnter Luftschichten bis in genügend große Höhen
 - b) aus anderen Wolken
aus Altostratus, der an Mächtigkeit zunimmt, aus Cumulonimbus durch horizontales Ausbreiten des Cumulonimbus.

Stratocumulus

- 1) Definition
Graue und/oder weißliche Flecken, Felder oder Schichten von Wolken, die fast stets dunkle Stellen aufweisen, aus mosaikartigen Schollen sowie aus Ballen, Walzen usw. bestehen, die (ausgenommen bei Virga-Bildung) nicht faseriger Struktur sind und zusammengewachsen sein können. Die meisten der regelmäßig angeordneten kleineren Wolkenteile haben eine Breite von mehr als 5 Grad.
- 2) Arten
Stratocumulus stratiformis: Stratocumulus in ausgedehnten horizontalen Feldern oder Schichten.
Stratocumulus lenticularis: Stratocumulus in Form langgestreckter, linsen- oder mandelförmiger Bänke mit deutlich abgegrenzten Umrissen.
Stratocumulus castellanus: Stratocumulus in Form von Türmchen, die aus einer gemeinsamen Basis herauswachsen.

- 3) Unterarten
Stratocumulus translucidus: Dünner, lichtdurchlässiger Stratocumulus mit erkennbarer Stellung von Sonne oder Mond.
Stratocumulus perlucidus: Durch kleine, unregelmäßige Lücken durchsichtiger Stratocumulus.
Stratocumulus opacus: Dichter Stratocumulus, der Sonne oder Mond völlig verdeckt.
Stratocumulus duplicatus: Stratocumulus in zwei oder mehreren Schichten.
Stratocumulus undulatus: Stratocumulus in wogenförmiger Anordnung, manchmal in parallelen Walzen, die durch wolkenfreie Streifen voneinander getrennt sein können.
Stratocumulus radiatus: Stratocumulus in paralleler Streifung oder parallelen Bändern, die scheinbar am Horizont zusammenlaufen.
Stratocumulus lacunosus (selten): Stratocumulus mit mehr oder weniger regelmäßig verteilten, runden, oft ausgefranzten Löchern, wodurch das Aussehen eines Netzes oder einer Wabe entsteht.
- 4) Sonderformen und Begleitwolken
Stratocumulus mamma: Stratocumulus mit hängenden, beutelförmigen Quellformen an der Unterseite.
Stratocumulus virga: Stratocumulus mit Fallstreifen (aus Eiskristallen bei kaltem Wetter).
Stratocumulus praecipitatio (selten): Stratocumulus mit Niederschlag.
- 5) Art der Wolkenbestandteile
Stratocumulus besteht aus Wassertropfchen; manchmal enthält er auch Regentropfen oder Reifgraupeln und seltener Schneekristalle und Schneeflocken.
- 6) Niederschlagsformen
Bei Stratocumulus tritt manchmal schwacher Niederschlag in Form von Regen, Schnee oder Reifgraupeln auf.
- 7) Optische Erscheinungen
Bei dünnen Stratocumuluswolken kann Korona-Bildung (Hof oder Kranz um Sonne oder Mond) und Irisieren beobachtet werden.
- 8) Unterschiede zwischen ähnlichen Wolken anderer Gattungen

Stratocumulus — Altocumulus (siehe Altocumulus)

Stratocumulus — Stratus, Nimbostratus, Altostratus
Stratocumulus unterscheidet sich von Stratus und auch Nimbostratus und Altostratus dadurch, daß isolierte oder mit einander verwachsene, durch wesentliche Helligkeitsunterschiede gekennzeichnete Wolkenteile auftreten. Der Niederschlag des Stratocumulus ist im Gegensatz zum Nimbostratus- und Altostratusniederschlag stets von geringer Intensität.

Stratocumulus — Cumulus

Die einzelnen Teile des Stratocumulus treten gewöhnlich in Gruppen oder Bänken mit im allgemeinen abgeflachter Oberseite auf. Wenn Kuppeln beobachtet werden, dann wachsen diese im Gegensatz zu denen bei Cumulus aus einer zusammenhängenden Basis heraus.

- 9) Entstehung
Stratocumulus entsteht
 - a) durch Konvektion in labilen, sehr feuchten oder gesättigten Luftschichten (Stratusschichten), die oben durch starke Stabilität (Inversion) begrenzt sind

- b) durch Wellenvorgänge in sehr feuchten Luftschichten oder Stratusschichten, meist an Inversionen
- c) aus anderen Wolken
 - aus Nimbostratus nach Beendigung des Niederschlages
 - aus Cumulus durch Ausbreitung des oberen oder mittleren Teiles an sehr feuchten Inversionen oder durch Abflachen der Cumuluswolken nach Beendigung der Thermik
 - aus Stratus durch Labilisierung der Stratusschicht oder durch Wellenbildung.

Stratus

1) Definition

Eine durchgehend graue Wolkenschicht mit ziemlich einförmiger Untergrenze, aus der Sprühregen, Eisprismen oder Schneegriesel fallen können. Ist die Sonne durch die Wolke hindurch sichtbar, so sind ihre Umrisse klar zu erkennen. Haloerscheinungen können bei Stratus nur bei sehr tiefen Temperaturen auftreten.

Manchmal kommt Stratus in Form zeretzter Schwaden vor.

2) Arten

Stratus nebulosus: Nebelartige, ziemlich einförmige, graue Stratusschicht.

Stratus fractus: Nicht geschlossene, sondern in mehrere Teilwolken verschiedener Größe und Helligkeit zerfallende Stratusschicht oder Stratusfetzen (oft Schlechtwetterfetzen), die ihre Gestalt rasch ändern.

3) Unterarten

Stratus opacus: Dichter Stratus, der Sonne und Mond völlig verdeckt.

Stratus translucidus: Dünner Stratus, der die Umrisse von Sonne und Mond deutlich durchscheinen läßt.

Stratus undulatus: Stratus mit wellenförmiger Unterseite.

4) Sonderformen und Begleitwolken

Stratus praecipitatio: Stratus mit Niederschlag in Form von Sprühregen, Eisprismen oder Schneegriesel.

5) Art der Wolkenbestandteile

Stratus besteht gewöhnlich aus kleinen Wassertropfchen, bei tiefen Temperaturen auch aus kleinen Eisteilchen. Dicker oder dichter Stratus kann auch Sprühregentropfchen, bei tiefen Temperaturen auch Eisprismen oder Schneegriesel enthalten.

6) Niederschlagsformen

Aus Stratus fällt Niederschlag in Form von Sprühregen, Eisprismen oder Schneegriesel.

7) Optische Erscheinungen

Sehr dünner Stratus kann zu Korona-Bildung um Sonne und Mond führen. Stratus, der bei sehr tiefen Temperaturen aus Eiskristallen besteht, kann Halo-Bildung hervorrufen.

8) Unterschiede zwischen ähnlichen Wolken anderer Gattungen

a) Stratus — Altostratus
(siehe Altostratus)

b) Stratus opacus — Nimbostratus
Stratus hat normalerweise eine deutlicher ausgeprägte und einförmigere Untergrenze als Nimbo-

stratus und andere Niederschlagsformen. Eine Stratusschicht kommt normalerweise nur bei Windstille oder schwachen Winden vor. Nimbostratus hingegen bei mäßigen bis starken Winden. Der Stratusbildung gehen meist keine anderen Wolken voraus, während Nimbostratus im allgemeinen anderen Aufzugswolken des mittelhohen Stockwerkes folgt.

c) Stratus — Stratocumulus
(siehe Stratocumulus)

d) Stratus fractus — Cumulus fractus
Stratusfetzen sind weniger weiß, weniger dicht und weniger mächtig als Cumulusfetzen.

9) Entstehung

Stratus entsteht

a) durch Abkühlung der unteren Luftschichten unter den Taupunkt, insbesondere durch Strahlungsabkühlung an tief liegenden Inversionen (Hochnebel)

b) durch Turbulenz der bodennahen Luftschichten, wenn sie durch Niederschlag mit Feuchtigkeit angereichert sind (Pannus-Fetzen)

c) aus anderen Wolken:

aus Nebel, der durch Erwärmung vom Erdboden her oder durch Turbulenz am Boden aufgelöst wird

aus Stratocumulus, wenn seine Untergrenze absinkt und er sein reliefartiges Gepräge oder seine sichtbare Gliederung verliert.

7.5.9. Cumulus

1) Definition

Isolierte, durchweg dicke und scharf abgegrenzte Wolken, die sich in der Vertikalen in Form von Hügeln, Kuppeln oder Türmen entwickeln, deren aufquellende obere Teile oft wie ein Blumenkohl aussehen. Die von der Sonne beschienenen Wolkenteile sind meist leuchtend weiß. Ihre Untergrenze ist verhältnismäßig dunkel und verläuft fast horizontal. Manchmal sind Cumuluswolken zerfetzt.

2) Arten

Cumulus humilis: Niedriger, abgeflachter Cumulus (Schönwettercumulus).

Cumulus mediocris: Cumulus von mäßiger vertikaler Entwicklung mit kleinen Aufquellungen und emporschießenden Teilen.

Cumulus congestus: Cumulus von großer vertikaler Ausdehnung mit quellförmigem Oberteil, das oft wie ein Blumenkohl aussieht.

Cumulus fractus: Cumulus mit stark zerfetzten Rändern, deren Umrisse sich ständig und häufig sehr rasch verändern.

3) Unterarten

Cumulus radiatus: Cumulus-Wolken in Reihen, die fast parallel zur Windrichtung angeordnet sind und so Wolkenstraßen bilden.

4) Sonderformen und Begleitwolken

Cumulus pileus: Cumulus mit flacher Kappe oder Haube von geringer horizontaler Erstreckung über dem Gipfel oder am Oberteil.

Cumulus velum: Cumulus mit einem Wolkenschleier von großer horizontaler Erstreckung unmittelbar oberhalb oder am Oberteil, den er manchmal durchstößt.

Cumulus virga: Cumulus mit herabhängenden Schleiern.

Cumulus praecipitatio: Cumulus mit Niederschlag in Form von Regenschauern.

Cumulus arcus (selten): Cumulus mit Böenkragen oder Böenwalze.

Cumulus pannus (selten): Cumulus mit zerrissenen Schlechtwetterfetzen unterhalb der Untergrenze.

Cumulus tuba (sehr selten): Cumulus mit Wolken-schlauch oder Trombe.

5) Art der Wolkenelemente

Cumulus besteht im allgemeinen nur aus Wasser-tröpfchen.

6) Niederschlagsformen

Aus kontinentalen Cumuluswolken fällt normaler-weise kein Niederschlag. Mächtige maritime Cumuli können in tropischen Breiten starke Regenschauer, in unseren Breiten meist nur schwache Regenschauer liefern.

7) Optische Erscheinungen

Keine.

8) Unterschiede zwischen ähnlichen Wolken anderer Gattungen

a) Cumulus — Stratocumulus
(siehe Stratocumulus)

b) Cumulus — Cumulonimbus
Sind die oberen Teile der Wolke überall noch scharf abgegrenzt und ist keine streifige oder faserige Struktur erkennbar, dann ist sie ein Cumulus. Treten Blitz, Donner oder Hagel auf, dann muß sie ein Cumulonimbus sein. In unseren Breiten muß man im Zweifelsfalle bei allen Schauer-niederschlägen auf Cumulonimbus schließen.

c) Cumulus fractus — Stratus fractus
(siehe Stratus fractus)

9) Entstehung

Cumuluswolken entstehen:

- a) durch Konvektion in vertikal mächtigen labilen Luftschichten
- b) durch Turbulenz in feucht-labilen Bodenluft-schichten, die durch verdunstenden Niederschlag stark mit Wasserdampf angereichert sind (Cumulus fractus, als Begleitwolke pannus).

7.5.10 Cumulonimbus

1) Definition

Eine massige und dichte Wolke von beträchtlicher vertikaler Ausdehnung in Form eines hohen Berges oder mächtigen Turmes. Zumindest teilweise weist der obere Wolkenabschnitt glatte Formen auf oder ist faserig oder streifig und fast stets abgeflacht. Dieser Teil breitet sich vielfach amboßförmig oder wie ein großer Federbusch aus.

Unterhalb der häufig sehr dunklen Wolkenuntergrenze befinden sich oft niedrige, zerfetzte Wolken, die mit der Hauptwolke zusammengewachsen sein können. Der Niederschlag fällt manchmal in Virga-Form.

2) Arten

Cumulonimbus calvus: Kahler Cumulonimbus mit noch überwiegend glatten Formen und rundlichen Aufquellungen am Gipfel, die aber die scharfen Cumulusumrisse bereits verlieren.

Cumulonimbus capillatus: „Behaarter“ Cumulonim-bus, dessen oberer Abschnitt aus einer ausgefran-sten faserigen oder streifigen Wolkenmasse besteht und oft wie ein Amboß geformt ist.

3) Unterarten
Keine.

4) Sonderformen und Begleitwolken

Cumulonimbus praecipitatio: Cumulonimbus mit Niederschlägen, die den Erdboden in Form von Re-gen-, Schnee-, Reifgraupel-, Frostgraupel- und Ha-gelschauer erreichen.

Cumulonimbus virga: Cumulonimbus mit Nieder-schlagsfallstreifen, die den Erdboden nicht erreichen.

Cumulonimbus pannus: Cumulonimbus mit Schlecht-wetterfetzen unterhalb der Wolkenuntergrenze, die zum Teil mit ihr zusammengewachsen sein können.

Cumulonimbus incus: Cumulonimbus mit amboß-förmigem Oberteil.

Cumulonimbus mamma: Cumulonimbus mit hängen-den Quellformen an der Unterseite.

Cumulonimbus pileus: Cumulonimbus mit flacher Kappe oder Haube von geringer horizontaler Er-streckung über dem Gipfel oder am Oberteil.

Cumulonimbus velum: Cumulonimbus mit einem Wolkenschleier von großer horizontaler Erstreckung unmittelbar oberhalb oder am Oberteil, den er manchmal durchstößt.

Cumulonimbus arcus: Cumulonimbus mit Böenkra-gen oder Böenwalze, die wie ein dunkler Bogen aus-sieht.

Cumulonimbus tuba (selten): Cumulonimbus mit einem Wolkenschlauch, der aus der Basis heraus-wächst (Trombe).

5) Art der Wolkenelemente

Cumulonimbus besteht aus Wassertröpfchen und be-sonders im oberen Teil aus Eiskristallen. Er enthält außerdem große Regentropfen und meist auch Schnee-flocken, Reifgraupeln, Eiskörner, Frostgraupeln oder Hagelkörner.

6) Niederschlagsformen

Aus dem Cumulonimbus fallen Schauerniederschläge in Form von Regen, Schnee, Reifgraupeln, Eiskör-nern, Frostgraupeln oder Hagel. Die Niederschläge können von Donner oder Blitz begleitet sein.

7) Optische Erscheinungen

Keine.

8) Unterschiede zwischen anderen Wolken ähnlicher Gattungen

Cumulonimbus — Nimbostratus
(siehe Nimbostratus)
Cumulonimbus — Cumulus
(siehe Cumulus)

9) Entstehung

Cumulonimbus entsteht durch Konvektion in verti-kal sehr mächtigen, labil geschichteten Luftmassen, die über die —10- bis —20-Grad-Isotherme hinaus-reichen und oft erst durch die Tropopause begrenzt werden. Er entwickelt sich meist aus hochreichenden Cumuluswolken (cumulus congestus), manchmal aber auch aus Altocumulus oder Stratocumulus, sowie aus Altostratus oder Nimbostratus, wenn diese Wolken-schichten durch Abkühlung an der Obergrenze oder durch anhaltende Hebung feuchtlabil werden.

Sobald die Gipfelhöhe eines Cumulus die —10°-Iso-therme überschreitet, gefrieren die ersten unter-kühlten Tröpfchen zu Eiskristallen. Aus dem Cumu-lus wird ein Cumulonimbus. Die Anzahl der gefrie-renden Tröpfchen nimmt mit zunehmender Höhe in-folge der weiteren Temperaturabnahme zu, von etwa 10 pro Kubikmeter bei —10° C auf etwa 1000 pro Kubikmeter bei —20° C. Der emporwachsende

Cumulus verliert durch die Eiskristalle in den oberen, immer noch runden Aufquellungen seine scharf abgegrenzten Ränder und wird zunächst zu einem Cumulonimbus calvus.

Bei weiterem Emporquellen über die -20° -Isotherme hinaus wird die Anzahl der Eiskristalle so groß, daß der obere Abschnitt eine Umbildung in eine faserige und streifige Wolkenmasse erfährt und das Aussehen eines Haar- oder Federbusches annimmt (Cb capillatus)

An einer Inversion wird die Vertikalbewegung des Cumulonimbus gesperrt, und sein cirrusförmiger Oberteil, der fast nur noch aus Eiskristallen besteht, breitet sich vor allem bei starker Windzunahme in der Höhe in Richtung des Windes wie ein Amboß (incus) über den Cumulonimbus hinaus aus. Dieser incus ist ein Bestandteil des Cumulonimbus und wird nicht als Cirrus angegeben. Nur wenn sich durch die starken Höhenwinde Teile vom Amboß trennen und dem Cumulonimbus vorausziehen, sind diese als Cirruswolken zu betrachten, was vor Kalt- und Gewitterfronten häufig zu beobachten ist (Abb. 20).

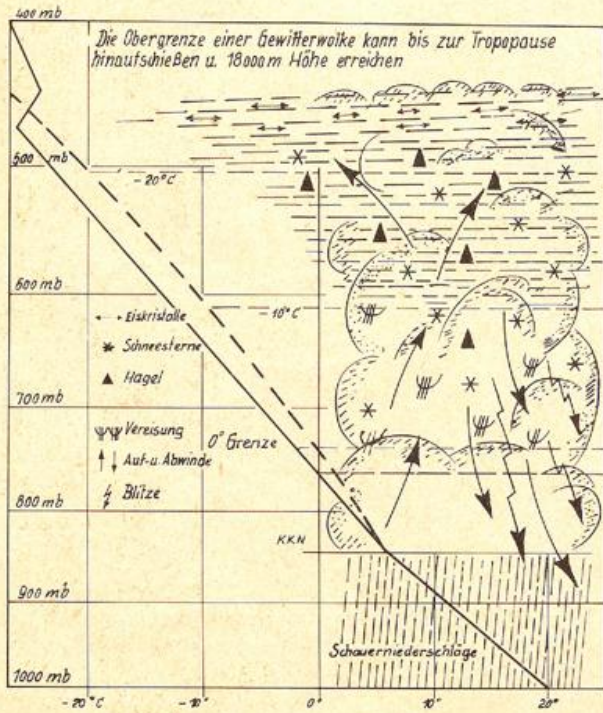


Abb. 20
Cumulonimbus capillatus mit Amboßbildung und Wettererscheinungen

7.6. Wolkenbildung durch besondere Vorgänge

7.6.1. Orographische Wolken

In einer Luftströmung, die Hügel, Gebirge oder Höhenrücken überquert, können orographische Wolken unterhalb, oberhalb oder auch im gleichen Niveau der Gipfel auftreten. Das Aussehen dieser orographisch bedingten Wolken kann merklich von dem üblichen Bild einer der zehn Wolkengattungen abweichen. Orographische Wolken werden aber dennoch stets in die eine oder andere dieser Wolkengattungen eingruppiert. Die häufigsten orographischen Wolken gehören zu den Gattungen Altocumulus, Stratocumulus, Stratus, Cumulus und teilweise auch Nimbostratus.

Der physikalische Aufbau einer orographisch bedingten Wolke ist in seiner Gesamtheit dem Aufbau derjenigen Wolken ähnlich, zu deren Gattung sie gezählt

wird. Da eine orographische Wolke an das Relief der Erdoberfläche gebunden ist, verlagert sie sich — wenn überhaupt — im allgemeinen nur sehr langsam, obwohl der Wind in Höhe der Wolke stark sein kann. In einigen Fällen ist die Windgeschwindigkeit an gewissen Besonderheiten der Wolke zu erkennen, z. B. an losgelösten Wolkenteilen, die von einer Seite der Wolke zur anderen wandern. Der anhaltende Wechsel in der Struktur der Wolke tritt oft sehr deutlich in Erscheinung.

Orographische Wolken können viele unterschiedliche Formen annehmen.

Stauwolken

An einzelstehenden Bergen legen sich durch Stauwirkung der Luftströmung orographische Wolken häufig wie ein Kragen um den Berg herum und bedecken seinen Gipfel wie eine Kappe. Kragen und Kappe sind beide ziemlich symmetrisch. Aus diesen Wolken fällt wenig oder kein Niederschlag.

Langgestreckte Hügel oder Gebirge können die Bildung von ausgedehnten Niederschlagswolken auf ihrer Luvseite hervorrufen. Diese Wolken umhüllen den Gebirgskamm und lösen sich dicht dahinter wieder auf. Werden diese Wolken von einem auf der Leeseite gelegenen Standort aus beobachtet, so sehen sie häufig wie ein Wall aus (Föhn-Bank oder Föhn-Mauer).

Bei starkem Wind können sich in Gipfelnähe orographische Wolken bilden, die sich vom Berg aus leewärts erstrecken („Rauchender Berg“). Diese Wolken dürfen nicht mit Schnee verwechselt werden, der vom Gebirgskamm oder -gipfel weggefegt wird.

Leewellenwolken (Lenticulariswolken)

Wird eine einheitliche Luftströmung gegen ein Gebirgshindernis geführt, so erfährt die Strömung eine Störung durch erzwungene Hebung. Die Störung erzeugt wellenartige Bewegungen der Strömung, die durch fortwährende, vom Hindernis ausgehende Impulse so aufgeschaukelt werden können, daß die gesamte Luftmasse bis weit über die Hindernishöhe hinaus zu Wellenschwingungen angeregt wird. Diese Schwingungen erzeugen im Lee des Hindernisses in ziemlich gleichmäßigen Abständen (zwischen etwa 5 und 50 km) Aufwindgebiete mit Vertikalgeschwindigkeiten bis zu 10 und 15 m/sec. Die Wellenlängen (Abstand von Berg zu Berg bzw. Tal zu Tal) wachsen mit der horizontalen Strömungsgeschwindigkeit und mit zunehmendem vertikalem Temperaturgradienten, ihre Länge beträgt bei einer horizontalen Strömungsgeschwindigkeit von 10 bis 20 m/sec etwa 5 bis 10 km. Die Amplitude der Welle, das heißt der halbe vertikale Abstand zwischen Wellenberg und -tal, ändert sich mit der Höhe. In Bodennähe und in großen Höhen ist sie sehr gering, in den mittleren Höhen der Troposphäre erreicht sie allgemein ihr Maximum. Deshalb werden Leewellen am häufigsten zwischen 2000 und 7000 m Höhe beobachtet. Die Vertikalbewegungen in Leewellen wachsen mit der Windgeschwindigkeit, mit der Amplitude und mit der Kürze der Wellenlänge. Leewellen können nur bei stabiler Schichtung auftreten, da sie bei feuchtlabilem Temperaturgradienten sofort durch Konvektion zerstört werden.

Die erste Welle im Lee des Hindernisses ist meist am besten entwickelt. Das Gebiet stärksten Aufwindes verschiebt sich mit zunehmender Höhe gegen die Strömung auf den Hinderniskamm zu und kann unter Umständen auch luvwärts über den Kamm übergreifen. In der Vertikalen können durch diese Verschiebung Auf- und Abwindgebiete mehr oder weniger geschichtet übereinander liegen.

Durch die Vertikalbewegung werden am Boden Luftdruckänderungen erzeugt. Unter den Wellenbergen kommt es zu Druckanstieg, der so stark werden kann,

daß sich das allgemeine Druckgefälle umkehrt und am Boden eine gegen die Hauptströmung gerichtete Bodenströmung auslöst und so einen ortsfesten Luftwirbel mit horizontaler Achse, auch Rotor genannt, erzeugt. In diesen Rotoren herrscht sehr starke Turbulenz und Böigkeit, so daß sie für die Luftfahrt gefährlich werden können. Diese Rotoren werden oft durch die Bildung von Cumuluswalzen, den sogenannten Rotorwalzen, sichtbar (Abb. 21).

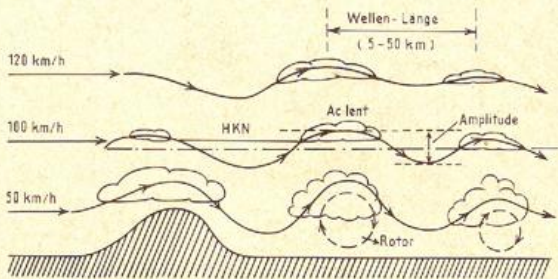


Abb. 21
Bildung von Leewellenwolken

Die Aufwindgebiete der Leewellen werden bei ausreichender Luftfeuchtigkeit durch langgezogene, parallel zur Gebirgskette ausgerichtete, oft linsen- oder mandelförmige Wolkenbänke (Lenticulariswolken) angezeigt. Diese Leewellen ändern fortwährend ihre Gestalt. Sie stehen zwar ortsfest, bestehen aber aus laufend im aufsteigenden Wellenteil sich bildenden Wolkentröpfchen, die mit der Luftströmung die stehende Welle durchlaufen und im absteigenden Teil zum Wellental hin durch adiabatische Erwärmung wieder verdunsten. Die vorderseitigen Wolkenränder sind darum meist scharf begrenzt, die rückseitigen ausgefranst und dünn. Die größte Wolkendicke wird im Wellenberg erreicht. Die dünnen Wolkenränder zeigen oft ein leuchtendes perlmutterartiges Irisieren.

Da die stationären Leewellen unter günstigen Bedingungen bis in die Stratosphäre hochreichen können und entsprechende Aufwindfelder besitzen, sind sie für den Leistungssegelflug bestens geeignet. In Föhnwellen sind Höhen bis 13 600 m ersegelt worden. Wahrscheinlich sind auch die Perlmutterwolken (s. Abschn. 7.6.2.) Kondensationserscheinungen von Leewellen, die weit in die Stratosphäre hineinreichen.

Die theoretischen Untersuchungen und die Messungen und Beobachtungen in der Atmosphäre haben gezeigt, daß Leewellen nur dann auftreten, wenn der Wind in Höhe des Gebirgskammes eine zum Gebirgszug senkrechte Komponente von mindestens 40 km/h erreicht und mit der Höhe bis zur Tropopause stark zunimmt, Bedingungen, wie sie bei Strahlstromlagen angetroffen werden.

7.6.2. Wolken in der Strato- und Mesosphäre

Perlmutterwolken

Perlmutterwolken haben Ähnlichkeit mit Cirrus- oder mandelförmigem Altocumulus. Sie zeigen perlmutterfarbiges, sehr deutliches Irisieren. Die prächtigsten Farben werden dann beobachtet, wenn die Sonne einige Grade unter dem Horizont steht.

Die physikalische Beschaffenheit einer Perlmutterwolke ist noch unbekannt. Es wird vermutet, daß diese Wolken aus sehr kleinen Wassertröpfchen oder kugelförmigen Eisteilchen bestehen.

Perlmutterwolken treten selten auf. Sie sind hauptsächlich bisher in Schottland und Skandinavien beobachtet worden, jedoch wurden sie auch schon aus Frank-

reich und Alaska gemeldet. Messungen haben ergeben, daß die über Südnorwegen beobachteten Perlmutterwolken in Höhen zwischen 21 und 30 Kilometer vorkamen.

Gleichzeitig auftretende Lenticulariswolken in der Troposphäre lassen vermuten, daß sie durch Leewellen in der Stratosphäre entstehen.

Leuchtende Nachtwolken

Leuchtende Nachtwolken haben Ähnlichkeit mit dünnem Cirrus, weisen aber gewöhnlich eine bläuliche, silbrige oder bisweilen auch orange bis rote Färbung auf. Sie heben sich gegen den dunklen Nachthimmel ab.

Die physikalische Beschaffenheit der leuchtenden Nachtwolken ist noch unbekannt, doch gibt es einige Anzeichen dafür, daß sie aus sehr feinem kosmischem Staub bestehen, zumal sie nach mächtigen Vulkanausbrüchen, die ihre Staubmassen bis in die hohe Atmosphäre schleuderten, beobachtet wurden. Mit Raketensonden hat man zwischen 80 und 160 km Höhe auf Folien 10—25 Millionen Meteoriten pro Quadratmeter eingefangen, die wahrscheinlich das Nachthimmelslicht und in besonders starker örtlicher Konzentration die leuchtenden Nachtwolken verursachen.

Leuchtende Nachtwolken sind bisher selten beobachtet worden und dann auch nur im Sommer in den nördlichen Regionen der mittleren Breiten der Nordhalbkugel bei einem Sonnenstand von 5—13 Grad unter dem Horizont. Messungen haben ergeben, daß ihre Höhe zwischen 75 und 90 km liegt.

7.6.3. Kondensationsstreifen (Kondensstreifen)

Kondensstreifen sind Wolken, die sich in der Bahn eines Flugzeuges bilden, wenn die Luft in Flughöhe genügend kalt und feucht ist. Kurz nach ihrer Entstehung sehen sie wie leuchtend weiße Streifen aus; bald zeigen sie jedoch nach unten gerichtete Quellformen, die wie umgekehrte Pilze aussehen. Häufig sind sie kurzlebig, können aber — besonders wenn Cirrus- oder Cirrostratus-Bewölkung vorhanden ist — auch für einige Stunden erhalten bleiben. Diese beständigeren Kondensstreifen breiten sich in zunehmendem Maße aus und bilden dann häufig breite, flockige oder faserige Wolken, die das Aussehen von Cirrus- oder Cirrocumulus- bzw. Cirrostratus-Flecken haben. Es ist manchmal nicht möglich, alte Kondensstreifen von den eben erwähnten Wolken zu unterscheiden. An Kondensstreifen können Halo-Erscheinungen mit ausgesprochen reinen Farben auftreten.

Der Hauptfaktor bei der Entstehung von Kondensstreifen ist die Abkühlung der bei der Kraftstoffverbrennung entstehenden Abgase, die einen hohen Wasserdampfgehalt aufweisen. Der Wasserdampf kondensiert zuerst zu Wolkentröpfchen, die dann sehr schnell zu Eiskristallen gefrieren. Bei Temperaturen von -40 bis -45° C sind normalerweise keine Kondensstreifen von Dauer zu erwarten. Ihre Höhe beträgt darum im Winter mindestens 8 km und im Sommer mindestens 10 km. Eine kurzlebige Art von Kondensstreifen entsteht bisweilen als Folge von Expansionsvorgängen in Wirbeln, die sich von den Enden der Luftschraube bzw. Tragflächen ablösen.

7.6.4. Brandwolken

Verbrennungsprodukte von großen Bränden (z. B. Waldbrände oder Brände von Kraftstofflagern) nehmen oft das Aussehen einer dichten, dunklen und rasch emporwachsenden Wolke an, die Ähnlichkeit mit einer gut ausgebildeten Konvektionswolke hat, sich von dieser jedoch durch die kurze Zeit der Entwicklung sowie durch ihre dunkle Farbe unterscheidet. Verbrennungs-

produkte wie die von großen tropischen Buschbränden oder von Waldbränden können durch den Wind über große Entfernungen hinweg transportiert werden. Sie können dann wie dünne, schichtartige Schleier aussehen, die bisweilen der Sonne oder dem Mond eine blaue Färbung verleihen (Phänomen der „blauen Sonne“).

7.6.5. Wolken bei Vulkanausbrüchen

Wolken, die bei Vulkanausbrüchen entstehen, sehen im allgemeinen wie kräftig entwickelte Cumulus-Wolken mit schnell auswachsenden starken Aufquellungen aus. Sie können sich in großer Höhe über weite Gebiete ausbreiten. Dabei nimmt der Himmel eine eigentümliche Färbung an, die mehrere Wochen bestehen bleiben kann.

Die durch Vulkanausbrüche verursachten Wolken bestehen in der Hauptsache aus Staub oder anderen festen Teilchen verschiedener Größe. Einige Teile dieser Wolken können jedoch fast vollständig aus Wassertröpfchen bestehen und Niederschlag verursachen.

7.7. Wolkenauflösungsprozesse

Ebenso wichtig wie die Frage der Wolkenbildung ist auch die der Wolkenauflösung. Auch hier müssen bestimmte physikalische Vorgänge eintreten. Zur Wolkenauflösung müssen die Wolkenströpfchen wieder verdunsten; das ist dann der Fall, sobald der Wasserdampf in ihrer Umgebung untersättigt ist. Die dynamischen und thermodynamischen Vorgänge, die zu dieser Untersättigung in Wolkenluft führen, sind im wesentlichen denen der Wolkenbildung entgegengesetzt.

Zur Wolkenbildung kommt es durch

- a) Wasserdampfzunahme durch Verdunstung
- b) Abkühlung unter den Taupunkt
- c) Mischung mit feuchter Luft

Die entgegengesetzt wirkenden Vorgänge, die zur Wolkenauflösung führen sind

- a) Wasserdampfabnahme durch Sublimation des Wasserdampfes und Ausregnen
- b) Erwärmung über den Taupunkt
- c) Mischung von Wolkenluft mit trockener Luft.

7.7.1. Wolkenauflösung durch Wasserdampfabnahme infolge Sublimation

Bei gleichzeitigem Vorhandensein von unterkühlten Wassertröpfchen und Eiskristallen herrscht ein sog. kolloid-labiler Zustand. Der Wasserdampf ist für die Eiskristalle übersättigt. Darum sublimiert er an den Eiskristallen, wobei diese zu Schneekristallen anwachsen und als Niederschlag aus der Wolke ausfallen. Durch die Sublimation des Wasserdampfes nimmt der Dampfdruck ab. Dadurch entsteht für die unterkühlten Tröpfchen eine Untersättigung. Sie müssen verdunsten. Die Wolke wird so durch das Verdunsten der Tröpfchen und das Ausfallen der Eiskristalle allmählich dünner und kann sich ganz auflösen, wenn die wolkenbildenden Prozesse nachlassen. So schrumpft zum Beispiel der Cumulonimbus nach dem Überschreiten des Reifestadiums über das Regenstadium im Endstadium allmählich zusammen.

Aus demselben Grunde ist die Bildung von Strahlungsnebel über Schneeflächen selten. Bevor durch die Abkühlung der bodennahen Luft die Sättigung über Wasser, der Taupunkt, erreicht wird, kommt es zur Sättigung in bezug auf Eis (Reifpunkt). Die Schneedecke nimmt den in bezug auf Eis übersättigten Wasserdampf

durch Sublimation auf, so daß wenigstens in Bodennähe eine Sättigung in bezug auf Wasser und damit Nebelbildung verhindert wird.

Wenn bereits Nebel vorhanden ist, kann eine Schneedecke oder auch starker Reif oder Rauheif durch Sublimation des Wasserdampfes zur Nebelauflösung in Bodennähe führen, der dann in einen Hochnebel (Stratus) übergeht.

7.7.2. Wolkenauflösung durch Erwärmung über den Taupunkt

Die Wolkenauflösung durch Erwärmung ist die Umkehr zur Wolkenbildung durch Abkühlung. Der Abkühlung durch Wärmeabgabe an die kältere Umgebung und durch Wärmestrahlung entspricht die Wolkenauflösung durch Wärmezufuhr von einer wärmeren Umgebung und durch Wärmestrahlung.

Der adiabatischen Abkühlung durch Hebung entspricht die Wolkenauflösung durch adiabatische Erwärmung bei Absinkprozessen.

7.7.2.1. Nebel- und Wolkenauflösung durch Wärmezufuhr und Strahlung.

Durch die Strahlungsabkühlung der Erdoberfläche bildet sich in der bodennahen Luftschicht Strahlungsnebel oder Stratus. Die Erwärmung der Erdoberfläche durch die Sonneneinstrahlung führt zur Erwärmung der bodennahen Luftschicht und damit zur Auflösung des Nebels oder Hochnebels.

Advektionsnebel entsteht durch Advektion von Warmluft über einem kalten Untergrund. Wenn Nebelfelder über einen warmen Untergrund streichen, kommt es zur Nebelauflösung. So löst sich z. B. im Sommer Seenebel auf, wenn er mit dem Seewind auf das warme Festland übertritt, und im Winter Festlandnebel, wenn dieser durch den Wind auf die wärmere See getragen wird. Dasselbe gilt häufig für Stratusbewölkung.

Da Wolken Sonnenstrahlen absorbieren, werden sie an den Obergrenzen erwärmt. Dünne Wolken können durch diese Strahlungserwärmung aufgelöst werden. Die Auflösung dünner Felder von Cirrocumulus stratiformis, Altocumulus stratiformis translucidus perlucidus und Stratocumulus stratiformis translucidus perlucidus in den Vormittagsstunden ist auf diese Strahlungserwärmung zurückzuführen, zumal durch die Erwärmung an der Obergrenze der Wolkenschicht das labile Temperaturgefälle verlorengelassen und dadurch die Konvektion, der die Wolken ihre Entstehung verdanken, nachläßt.

7.7.2.2. Wolkenauflösung durch adiabatische Erwärmung

Absinkende Luft gelangt von tieferem Druck unter höheren Druck, sie wird dabei komprimiert und erwärmt sich adiabatisch um 1°C pro 100 m Absinkweg.

Den Hebungsprozessen in der Atmosphäre müssen aus Kontinuitätsgründen an anderen Stellen der näheren und weiteren Umgebung Absinkbewegungen gegenüberstehen. Dies ist im einzelnen der Fall bei

a) Turbulenz

Erwärmung im unteren Teil der Turbulenzschicht durch absinkende Turbulenzquanten. Nebelauflösung in Bodennähe.

b) Konvektion

Erwärmung im absteigenden Teil der Konvektionsströmung. Wolkenlücken.

c) Erzwungener Bewegung (Stau und Föhn)
Erwärmung auf der Leeseite durch absteigende Luftbewegung. (Föhniges Aufheatern).

d) Wellenbewegungen
Erwärmung im Wellental und damit Entstehung von Wolkenlücken.

Die Absinkvorgänge hinter Fronten und in Bodendivergenzgebieten, die gleichfalls zur Wolkenauflösung führen, werden später im Zusammenhang mit den Tief- und Hochdruckgebieten behandelt.

7.7.3. Wolkenauflösung durch Mischung

Die Wolkenbildung durch Mischung sehr warmer und feuchter Luftmassen mit kalten Luftmassen ist selten, weil dabei nur in extrem günstigen Fällen eine Übersättigung zustande kommt.

Wenn sich aber gesättigte Wolkenluft mit nicht gesättigter Luft mischt, dann ist der Wasserdampf in dieser Mischung ungesättigt, und die Wolkentröpfchen müssen sich durch Verdunstung auflösen. An den Wolkenrändern findet immer eine derartige Mischung statt. Darum sind Zahl und Größe der Wolkentröpfchen sowie der Wassergehalt von Wolken an den Rändern am geringsten.

Solange die Wolkenbildungsprozesse anhalten, wird dieser Verlust an Wolkensubstanz durch Kondensation ersetzt. Sobald aber der Kondensationsprozeß zum Erliegen kommt, löst sich die Wolke allmählich auf, und zwar um so schneller, je größer die Oberfläche der Wolke im Verhältnis zu ihrer Masse ist. Cumuluswolken schrumpfen so am Abend, wenn der Thermiknachschieb aussetzt, rasch zusammen. Mächtige und ausgedehnte Schichtwolken halten sich lange.

8. Die Niederschläge

Unter Niederschlag versteht man die Ausscheidung von Wasser im flüssigen oder festen Aggregatzustand aus der Atmosphäre. Dabei unterscheidet man zunächst zwischen fallendem, abgesetztem, abgelagertem und aufgewirbeltem Niederschlag.

Fallender Niederschlag	= Niederschlag aus Wolken
Abgesetzter Niederschlag	= Kondensation oder Sublimation von Wasserdampf an Gegenständen und am Erdboden
Abgelagerter Niederschlag	= Ablagerung am Erdboden
Aufgewirbelter Niederschlag	= vom Boden hochgewirbelter Niederschlag

8.1. Fallende Niederschläge

8.1.1. Die Arten fallender Niederschläge

Wolkenelemente werden zu Niederschlags-elementen, wenn sie so groß werden, daß ihr Gewicht größer wird als die Kraft des Auftriebs und gegebenenfalls der aufsteigenden Luftbewegung, so daß sie nicht mehr schwebend in der Wolke erhalten werden können. Sie müssen außerdem beim Verlassen der Wolke eine bestimmte Mindestgröße besitzen, um den Erdboden zu erreichen; denn unter den Wolken herrscht eine relative Feuchte unterhalb des Sättigungswertes, so daß die ausfallenden Teilchen wieder durch Verdunstung zusammenschrumpfen. Auf Grund der physikalischen Struktur der ausfallenden Teilchen unterscheidet man flüssige und feste Niederschläge.

1) Flüssige Niederschläge

a) Regen (Landregen) (●) entsteht hauptsächlich in den Grenzgebieten zwischen warmen und kalten

Luftmassen, seine Andauer beträgt meist einige Stunden, in selteneren Fällen sogar mehr als einen Tag. Er besteht aus vielen Tropfen, die einen Durchmesser von mindestens 0,5 mm haben und mit mehr als 3 m/sec zur Erde fallen.

b) Niesel (☉), auch Sprühregen genannt, ist ein gleichförmiger Niederschlag aus zahlreichen winzigen Wassertröpfchen mit einem Durchmesser von weniger als 0,5 mm, die fast zu schweben scheinen. Niesel fällt meist aus einer niedrigen Stratuswolke, die als Nebel dem Boden aufliegen kann.

c) Regenschauer (☼) fallen aus Wolken der labilen Schichtung (Cumulus congestus, Cumulonimbus), bestehen aus großen Regentropfen und setzen meist schlagartig ein, um ebenso plötzlich aufzuhören.

2) Feste Niederschläge

a) Schnee (✱) besteht aus kleinen verzweigten hexagonalen Kristallen, sechsstrahligen Sternchen, oft mit einzelnen Eiskristallen vermischt. Die Kristalle verketteten sich meist zu größeren Schneeflocken, wenn die Lufttemperatur -10°C nicht unterschreitet. Schnee kann auch in Schauerform (☽) fallen.

b) Eiskörner (△) sind durchsichtige bis halbdurchsichtige, kugelförmige oder unregelmäßige, harte Eiskörnchen von etwa 1 bis 4 mm Durchmesser. Sie springen beim Fall auf eine harte Unterlage hörbar auf. Eiskörner entstehen nur, wenn Regentropfen durch eine bodennahe Frostluftschicht fallen und dabei gefrieren (Abb. 22).

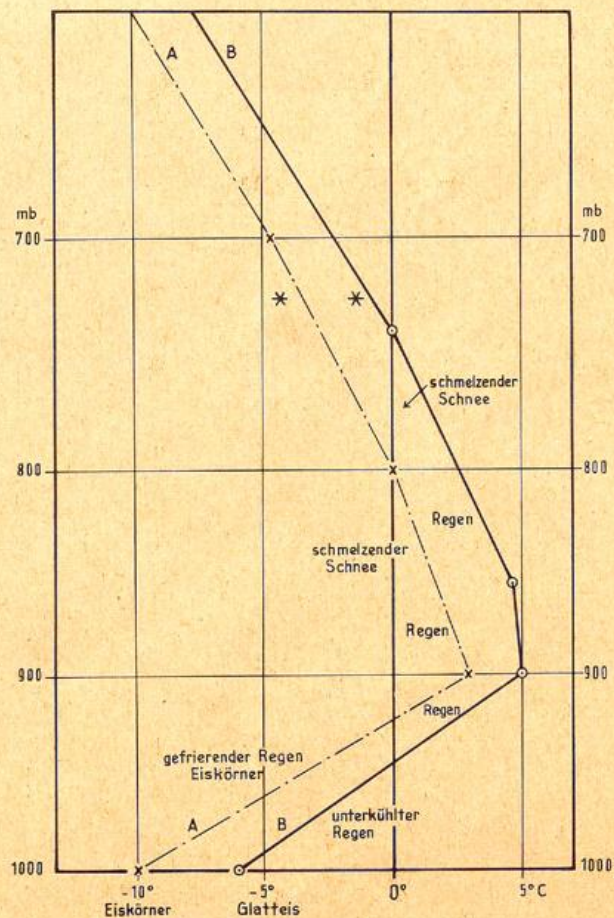


Abb. 22
Vertikale Temperaturverteilung bei der Bildung von Eiskörnern (A) und Glätteis (B)

- c) Als Griesel (Δ) bezeichnet man weiße, undurchsichtige Körnchen von schneeähnlicher Struktur. Sie besitzen eine mehr oder weniger abgeplattete oder längliche Form und haben meistens weniger als 1 mm Durchmesser. Daher springen sie weder merkbar auf noch zerspringen sie beim Aufprall auf eine harte Unterlage. Grieselniederschlag fällt nur in sehr kleinen Mengen und nie als Schauer. Grieselkörner bestehen aus vergraupelten und zusammengeballten Eisnadeln bzw. Schneesternchen. Diese Niederschlagsart tritt in unserem Klima selten und nur bei sehr kalter Witterung auf.
- d) Eisnadeln (\leftarrow) nennt man sehr kleine unverzweigte Eiskristalle in Form von Plättchen oder Stäbchen. Ihr sehr geringes Gewicht läßt ein Schweben in der Luft zu. Sie werden besonders sichtbar, wenn sie im Sonnenlicht als sogenannter „Diamantstaub“ schweben. Die Eisnadeln entstehen nur bei sehr niedrigen Temperaturen. Im allgemeinen finden sich Eisnadeln deshalb nur in den höheren Schichten der freien Atmosphäre. Sie bilden dort die Eisschleierwolken (Cirrus, Cirrostratus). In sehr kalten kontinentalen Luftmassen polarer Herkunft vermögen sie sich auch in bodennahen Luftschichten zu bilden.
- e) Reifgraupeln (\otimes) sind weiße, undurchsichtige, runde oder selten kegelförmige Körner von schneeähnlicher Beschaffenheit. Beim Fall auf eine harte Unterlage springen sie auf und zerfallen dabei oft. Reifgraupeln kommen hauptsächlich bei Temperaturen um 0°C vor. Sie treten meist vor oder gleichzeitig mit gewöhnlichem Schnee auf.
- f) Frostgraupeln (Δ) sind halbdurchsichtige, runde oder selten kegelförmige Körner aus gefrorenem Wasser von etwa 2 bis 5 mm Durchmesser. Sie sehen glasiert aus, weil bei ihnen ein Kern von Reifgraupeln mit einer ganz dünnen Eisschicht überzogen ist. Die Frostgraupeln lassen sich nicht leicht zusammendrücken. Diese spröden Gebilde zerspringen nicht, wenn sie auf eine harte Unterlage fallen. Die Frostgraupeln sind naß, weil sie meistens bei Bodentemperaturen über 0°C und oft zusammen mit Regen fallen. Im allgemeinen stammen sie aus Cumulonimbus-Wolken.
- g) Hagel (\blacktriangle) besteht aus Eiskugeln oder Eisstücken, deren Durchmesser 5 bis 50 mm oder sogar noch mehr betragen kann. Hagelstücke sind entweder ganz durchsichtig oder abwechselnd aus klaren und durchsichtigen, schneeähnlichen Schichten gebildet, wobei die klaren Schichten eine Dicke von mindestens Millimeterstärke aufweisen. Der Hagel fällt fast ausschließlich in Form von engbegrenzten Schauern und tritt meist bei starkem Gewitter auf.

8.1.2. Die Entstehung fallender Niederschläge

Die Erklärung der Niederschlagsbildung läuft auf die Beantwortung der Frage hinaus, wie kleine schwebende Wolkenelemente so stark anwachsen können, daß sie zu fallenden Teilchen werden, die den Erdboden erreichen. Folgende Prozesse sind denkbar:

- Anhaltendes Wachstum durch Kondensation von übersättigtem Wasserdampf,
- anhaltendes Wachstum durch Sublimation von übersättigtem Wasserdampf an festen Wolkenelementen,
- Wachstum durch Vereinigung (Koagulation) von Wolkenelementen.

8.1.2.1. Wachstum durch Kondensation von übersättigtem Wasserdampf.

Dieser Vorgang führt im allgemeinen nicht zur Niederschlagsbildung, da er in der Natur kaum vorkommt. Die Atmosphäre enthält fast immer zu viele Kondensationskerne, die alle einen Teil des übersättigten Wasserdampfes für sich in Anspruch nehmen. Die selbst unter günstigsten Bedingungen zur Verfügung stehende Menge übersättigten Wasserdampfes reicht aber nur aus, kleinste Tröpfchen zu bilden, die schwebend in der Luft bleiben (Wolken), aber nicht schwer genug sind, um zur Erde zu fallen.

8.1.2.2. Niederschlagsbildung durch Sublimationswachstum der Eiskristalle in Mischwolken

Dieser Vorgang ist für die Niederschlagsbildung in den gemäßigten Breiten bei weitem der wichtigste und somit auch häufigste. Mischwolken, die aus unterkühlten Wassertröpfchen und Eiskristallen bestehen, sind kolloid-labil, weil in ihnen der Wasserdampf in bezug auf die Tröpfchen gesättigt ist, in bezug auf Eis aber stark übersättigt ist. Der Wasserdampf sublimiert deshalb so lange an den Eiskristallen, bis die Eisübersättigung beseitigt ist. Das ist aber erst dann der Fall, wenn die Wassertröpfchen bis auf den Kondensationskern aufgezehrt sind.

Das Sublimationswachstum findet hauptsächlich an den Ecken der Eiskristalle in Form von dünnen, nach außen wachsenden Ästen statt, die sich bei den großen Übersättigungen in Mischwolken stark verzweigen und so Schneesternchen bilden, die dann infolge ihres zunehmenden Gewichtes zu fallenden Niederschlagsteilchen werden. Deshalb sind die wesentlichsten Produkte des Sublimationswachstums in Mischwolken je nach Übersättigungsgrad mehr oder weniger verzweigte Schneekristalle. Bei sehr tiefen Temperaturen mit nur wenig unterkühlten Tröpfchen und nur geringen Eisübersättigungen entstehen außerdem dünne Eisnadeln, die langsam zur Erde sinken. Diese Schneekristalle und Eisprismen entstehen in allen Mischwolken, im Altostratus, im Nimbostratus und im Cumulonimbus, aber auch im Stratus und Stratocumulus, wenn ihre Temperatur unter -10°C liegt. Aus dem Altocumulus und dem Cirrocumulus fallend bilden sie Fallstreifen (virga), die den Erdboden nicht erreichen. Wenn die Schneekristalle und Eisnadeln jedoch durch unterkühlte Wasserwolken fallen, können sie durch Anfrieren der unterkühlten Tröpfchen, durch Vergraupelung, weiterwachsen (s. u.).

8.1.2.3. Niederschlagsbildung durch Koagulation

In reinen Wasserwolken ist eine Niederschlagsbildung über die Eisphase nicht möglich. Es bleibt nur das Tröpfchenwachstum durch Koagulation übrig. Zur Entstehung eines Sprühregentropfchens ist eine Vereinigung von einigen Tausend Wolkentröpfchen erforderlich, für einen Regentropfen von einigen Millionen. Voraussetzung dafür ist, daß die Wolke aus verschieden großen Tröpfchen besteht und daß die größeren Tröpfchen einen Mindestradius von etwa $18\ \mu$ haben. Nur solche Wolken besitzen eine ausreichende kolloide Labilität zur Niederschlagsbildung. Die größeren Tropfen machen Turbulenzbewegungen träger mit als die kleineren, wodurch es zu Zusammenstößen kommt, oder aber sie haben infolge ihres größeren Durchmessers (Gewicht) eine größere Sinkgeschwindigkeit gegenüber den viel kleineren schwebenden Tröpfchen oder eine geringere Aufwindgeschwindigkeit als die kleineren Tröpfchen in Wolken mit Aufwinden, was ebenfalls zu Zusammenstößen und damit zur Vereinigung der größeren Tröpfchen mit den kleineren führt.

Neben der Voraussetzung der ausreichenden kolloidalen Labilität durch verschiedene Tropfengrößen ist zur Niederschlagsbildung noch eine ausreichende Koagulationszeit erforderlich, damit die Anzahl der zusammenstoßenden Tröpfchen groß genug wird, einen Niederschlagstropfen zu bilden, der nach dem Verlassen der Wolke auch bis zum Erdboden fällt, ohne vorher zu verdunsten. Das ist aber nur möglich, wenn die Fallstrecke des größeren Tropfens in Wolken ohne Aufwind etwa 1000 m beträgt, in Wolken mit Aufwind sogar noch mehr.

Die einzige niederschlagsbildende Wasserwolke ohne Aufwind ist der Stratus und der Nebel. Vor allem die größeren Tröpfchen im oberen Teil der Wolke stoßen beim Fall durch die Wolke mit anderen zusammen und werden laufend größer, wodurch die Häufigkeit der Zusammenstöße zunimmt. Wenn die Fallstrecke in der Wolke oder im Nebel annähernd 1000 m beträgt, dann ist der entstehende Tropfen groß genug, den Erdboden zu erreichen, ohne zu verdunsten.

Bei geringer Verdunstungsstrecke ist die Tropfengröße, die erforderlich ist, den Erdboden zu erreichen, geringer, so daß mit absinkender Stratusuntergrenze die Niederschlagsbereitschaft zunimmt. Die günstigsten Bedingungen sind in hochreichendem Nebel erfüllt. Die Stratuswolke erreicht selten Mächtigkeiten, die über 1000 bis 1500 m hinausgehen. Darum können darin durch Koagulation nie größere Tröpfchen als Sprühregen oder Nieseltröpfchen entstehen.

In Wasserwolken mit Aufwind verläuft der Koagulationsprozeß ganz anders. Auch unter ihnen gibt es nur eine niederschlagsbildende Wolke, den Cumulus. Im Cumulusaufwind steigen die größeren Tröpfchen, die sich an den guten Kondensationskernen bilden, langsamer hoch als die kleineren. Letztere stoßen mit den trägeren, großen Tröpfchen zusammen und führen so zu deren Koagulationswachstum. Wenn die größeren Tropfen bis zur Wolkenobergrenze so schwer geworden sind, daß sie durch den Aufwind, der im Cumulusgipfel noch etwa 1 m/sec beträgt, nicht aus der Wolke hinausgetragen werden, wo sie wieder verdunsten würden, dann können sie weiter wachsen und durch ihr zunehmendes Gewicht gegen den Aufwind wieder durch die Wolke nach unten sinken und schließlich als Niederschlag aus der Wolke ausfallen. Der Mindesttropfenradius, der erforderlich ist, um bei 1 m/sec Aufwind noch sinken zu können, beträgt etwa 150 μ . Damit er diese Größe bis zum Gipfel erreicht, muß die Cumuluswolke bei geringen Aufwinden von etwa 1 m/sec unter tropischen oder subtropischen Verhältnissen mit Basistemperaturen von etwa 20° C mindestens 1,5 km mächtig sein und bei stärkeren Aufwinden von 8 m/sec mindestens 4,5 km.

Bei polaren Verhältnissen mit Basistemperaturen des Cumulus von -5° C sind die entsprechenden minimalen Wolkendicken etwa 2500 m für 1 m/sec und bei 3 m/sec schon 4500 m. Das bedeutet aber, daß dann die Gipfelterperatur immer so tief sein wird, daß der obere Teil der Wolke vereist ist und dann Niederschläge durch Sublimationswachstum und Vergraupelung ausgelöst werden. Voraussetzung für die Schauerbildung in Cumuluswolken ist wie bei allen Niederschlägen durch Tropfenkoagulation ein Mindestradius der großen Tröpfchen von 18 μ . Diese Forderung ist über dem Meer meist erfüllt, über dem Kontinent aber nicht, weil die Zahl der Kondensationskerne und darum auch die Anzahl der Wolkenröpfchen über dem Meer gering ist, wodurch auf jedes einzelne Tröpfchen viel Wasser entfällt, während sie über dem Kontinent groß ist, wodurch jedem einzelnen Tröpfchen nur wenig Wasser zukommt. Aus diesem Grunde liefern Cumuluswolken über dem Kontinent meist keine und über See nur dann Schauer,

wenn sie hohe Basistemperaturen haben und hinreichend mächtig sind, was über den tropischen Meeresgebieten am ehesten der Fall ist.

Bis zu einem Aufwind von 3 — 4 m/sec bleibt die Schauerintensität und die Größe der Niederschlagstropfen im allgemeinen gering.

Niederschlagstropfen, deren Durchmesser größer als 5 mm wird, erreichen eine Fallgeschwindigkeit von 8 m/sec. Bei dieser Fallgeschwindigkeit werden sie durch den Luftwiderstand so stark deformiert, daß sie in viele kleine Tropfen zerplatzen. Darum erreichen Regentropfen normalerweise nur eine maximale Größe von 5 mm im Durchmesser. Bei starkem Aufwind wird die wahre Sinkgeschwindigkeit entsprechend stark vermindert, so daß auch größere Tropfen entstehen können. In Cumuluswolken mit über 3—4 m/sec Aufwind werden die Tropfen so groß, daß sie noch innerhalb der Wolke ihre Platzgröße erreichen und in viele kleine Tröpfchen zerplatzen. Diese kleinen Tropfen aber werden erneut vom Aufwind nach oben getragen und machen den Wachstumsprozeß durch Koagulation ein zweites Mal durch, bis sie wiederum so schwer sind, daß sie gegen den Aufwind in der Wolke absinken. Sie erreichen abermals ihre Platzgröße, zerplatzen und vermehren durch diesen Prozeß kettenreaktionsartig den Wassergehalt im Cumulus solange, bis das Wassergewicht den Aufwind übertrifft und ein kräftiger Schauer aus der Wolke ausfällt.

Auch durch Anfrieren unterkühlter Tröpfchen an Eiskristalle (*Vergraupelung*) entsteht Niederschlag. Damit die Vergraupelung einsetzen kann, müssen die vergraupelnden Kristalle eine Mindestgröße von etwa 1 mm im Durchmesser besitzen. Der Vergraupelung geht darum normalerweise ein Sublimationswachstum der Eiskristalle in Mischwolken zu Schneesternchen voraus. Wenn der Durchmesser der Schneekristalle etwa 1 mm erreicht, werden ihre Zusammenstöße mit unterkühlten Wolkenröpfchen durch die auftretenden Geschwindigkeitsunterschiede so zahlreich, daß die Vergraupelung das Sublimationswachstum zu übertreffen beginnt. Die Schnelligkeit der Vergraupelung wächst mit dem unterkühlten Wassergehalt der Wolke und mit der Größe der vergraupelnden Eispartikel. Sie ist also nahe 0° C am größten und nimmt unter -10° C mit zunehmender Eisteilchen- und abnehmender Tröpfchenzahl ab.

Die Art der Vergraupelung hängt von der Schnelligkeit des Gefrierprozesses und dem Wassergehalt der Wolke ab. Beim Gefrieren der Tröpfchen wird Wärme frei (pro g Wasser 80 cal). Die freiwerdende Wärme verzögert den Gefrierprozeß und wird von der umgebenden Luft aufgenommen, und zwar um so schneller, je kleiner die frei werdende Wärmemenge oder anfirrende Wassermenge ist und je tiefer die Lufttemperatur unter 0° C liegt. Bei schnellem Gefrieren erstarrt jedes Tröpfchen einzeln für sich an dem Schneekristall, und es bilden sich weiße, undurchsichtige, durch Luftschluß poröse, noch leicht zusammendrückbare Kügelchen, die Reifgraupeln. Sie entstehen also am Anfang der Vergraupelung, wenn die Zusammenstöße der unterkühlten Tröpfchen mit den noch zu kleinen Eisteilchen nicht so zahlreich sind, und in den tröpfchenarmen Bereichen der Mischwolken, also bei tieferen Temperaturen.

Wenn die in der Zeiteinheit mit dem Eiskristall zusammenstoßenden Wassermengen (Zahl und Durchmesser der Wassertropfen) zu groß werden, dann frieren die Tröpfchen nicht mehr einzeln an, sondern es bildet sich um den Graupelkern zuerst eine flüssige Schale, die rasch durch Gefrieren in eine feste, klare und glatte oder aber auch halbdurchsichtige Eisschale übergeht. Dieses so entstandene Graupelkorn nennt man Frostgraupel.

Eine lang anhaltende Vergraupelung kann bis zu 5 cm dicke Eiskörner bilden, die man als Hagel bezeichnet. Ohne Aufwind in der Wolke würden Graupelkörner schnell durch den unterkühlten Wasserbereich hindurchfallen, so daß ein nennenswertes Vergraupelungswachstum nicht mehr möglich wäre. Die Bildung größerer Graupel- und Hagelkörner ist deshalb nur in Wolken mit starken Aufwinden (Cumulonimben) möglich.

Die Bildung von *Schneeflocken* ist ein Wachstumsprozeß von Niederschlagsselementen, die durch Vereinigung von Schneesternchen zustande kommen. Oft durch kleinste Wassertropfchen verbunden, haften mehrere Schneekristalle aneinander und lassen so größere Schneeflocken entstehen.

Der Schneeflockenbildung geht zunächst ein Sublimationswachstum von Eiskristallen zu Schneesternchen voraus, deren Durchmesser kaum 2 mm überschreiten kann. Ihr Gewicht reicht nicht aus, Aufwinde von mehr als 40 cm/sec zu überwinden. Durch eine Vereinigung von Schneesternchen können sich Schneeflocken bis zu einem Durchmesser von 4—5 cm bilden, die dann im trockenen Zustand Fallgeschwindigkeiten bis 1,5 m/sec und im nassen bis über 2 m/sec erreichen.

Da trockene Eiskristalle normalerweise nicht aneinander haften bleiben, dienen unterkühlte Wassertropfchen bei der Flockenbildung als Haftmittel. Ein unterkühltes Tröpfchen, das mit einem Schneekristall zusammenstößt, friert nicht sofort, sondern durch die frei werdende Gefrierwärme nur verzögert an. Die Verzögerung wird um so größer, je näher die Temperatur dem Gefrierpunkt liegt. Wenn dann ein weiteres Schneesternchen auf dieses noch nicht gefrorene Tröpfchen auftrifft, bleibt es daran haften und gefriert zusammen mit dem Tröpfchen an das erste fest. Es beschleunigt sogar diesen Anfrierprozeß. Da die Verzögerung des Anfrierens unterkühlter Tröpfchen und ihre Anzahl in Wolken zum Gefrierpunkt hin zunimmt, ist die Wahrscheinlichkeit des Aneinanderhaftens von Schneekristallen um 0° C am größten.

Ein Aneinanderhaften von schmelzenden, nassen Schneeflocken ist auch noch etwas über dem Gefrierpunkt möglich; sie gefrieren aber nicht mehr zusammen. So wird es verständlich, daß um den Gefrierpunkt die größten Schneeflocken entstehen. Bei tieferen Temperaturen frieren dagegen die unterkühlten Wassertropfchen viel schneller an die Schneekristalle an, so daß sie nur kurze Zeit als Haftmittel zur Verfügung stehen, und damit nimmt die Wahrscheinlichkeit der Flockenbildung ab. Unter -10° C entstehen kaum noch größere Flocken, so daß der Schnee nur in Pulverform fällt.

8.2. Abgesetzte Niederschläge

8.2.1. Die Arten der abgesetzten Niederschläge

Zur Gruppe der abgesetzten Niederschläge gehören alle Erscheinungen, bei denen die Kondensation oder Sublimation unmittelbar an der Erdoberfläche oder an Gegenständen erfolgt, sowie alle anderen Wasserauscheidungen am Erdboden, die nicht von oben aus einer Wolke ausfallen, sondern sich direkt aus einer Wolke oder aus Nebel bei horizontaler Luftbewegung absetzen. Dazu gehören:

- 1) nässender Nebel
- 2) Tau
- 3) weißer Tau
- 4) Reif
- 5) Rauhreif
- 6) Rauhrost

8.2.2. Die Entstehung abgesetzter Niederschläge

1) Nässender Nebel

Nässender Nebel führt zu einer Benetzung der Erdoberfläche oder von Pflanzen und Gegenständen, wenn Wolken- oder Nebeltröpfchen vor allem bei Wind angeweht werden. Im Mittel- und Hochgebirge können durch nässende Wolken sehr große jährliche Niederschlagsmengen von mehreren 100 mm zusammenkommen.

2) Tau

Tau entsteht durch Kondensation von Wasserdampf an der Erdoberfläche oder an Pflanzen und Gegenständen, wenn deren Temperatur unter den Taupunkt der Luft absinkt. Die Abkühlung unter den Taupunkt der Luft ist meist die Folge der Ausstrahlung in klaren Nächten. Dabei werden Gegenstände, die eine geringe Wärmeleitfähigkeit besitzen (Holz, Pflanzenblätter, Grashalme) bevorzugt, da ihnen der Wärmenachschub vom Boden fehlt und ihre Oberflächentemperatur infolgedessen stärker absinkt. In trockenen Wüstengebieten liefert der Tau den weitaus größten Beitrag an der jährlichen Niederschlagsmenge.

Tauniederschläge können aber auch durch Advektion entstehen, wenn warme und feuchte Luftmassen über kalte Flächen strömen, deren Temperatur unter dem Taupunkt der darüberstreichenden Luft liegt. Durch Kondensation des Wasserdampfes kommt es dann zu einem Schwitzen der Gegenstände.

3) Weißer Tau

Weißer Tau entsteht, wenn sich noch bei Temperaturen über 0° C Tau gebildet hat, der dann bei weiterem Absinken der Temperatur unter 0° C gefriert. Er entsteht aus gefrorenen Tautropfchen, an denen dann Reifbildung einsetzt.

4) Reif

Reif entsteht durch Sublimation von Wasserdampf, wenn die Temperatur der Erdoberfläche oder von Pflanzen und Gegenständen unter den Reifpunkt der Luft, also unter den Sättigungswert des Wasserdampfes in bezug auf Eis absinkt. Das ist nur bei Taupunkttemperaturen unter 0° C möglich. Der Reifprozeß entspricht dem langsamen Sublimationsprozeß von Eiskristallen in Eiskristallen mit geringer Eisübersättigung. Es bilden sich leichte, schuppen-, nadel-, feder- oder fächerähnliche Eiskristalle.

5) Rauhreif

Rauhreif entsteht durch starkes Sublimationswachstum bei starker Eisübersättigung, wenn die Bedingungen zur Reifbildung erfüllt sind und gleichzeitig Nebel oder starker Dunst vorhanden sind. Dieser Zustand entspricht dem stark kolloid-labilen Zustand in einer Mischwolke. So wie dort das stürmische Sublimationswachstum hauptsächlich an den Ecken und Kanten der Eiskristalle erfolgt und stark verzweigte Skelette bildet, so findet bei Nebel das Sublimationswachstum ebenfalls bevorzugt an den Spitzen und Kanten von Gegenständen statt, wobei reifähnliche, lockere Ansammlungen von Reifkristallen entstehen, die leicht abfallen und bei einsetzender Sonnenstrahlung schnell schmelzen. Bei schwachem Wind kann der Rauhreif zu langen Fahnen oder dicken Schichten anwachsen.

6) Rauhrost

Für Rauhrost sind dieselben Bedingungen wie für Rauhreif erforderlich, zusätzlich aber noch stärkerer Wind und nässender Nebel, wobei die unterkühlten Nebeltröpfchen an Pflanzen oder Gegenständen auf der Erdoberfläche angeweht werden und dort anfrieren. Das Anfrieren der Tröpfchen muß das Sublimations-

wachstum überwiegen, wie beim Vergraupelungsprozeß in Mischwolken oder unterkühlten Wasserwolken, und es muß schlagartig erfolgen, so daß sich ein fester, meist undurchsichtiger und rauher Eisansatz bildet, der dem Winde entgegenwächst und nur schwer abfällt. Raufrost führt oft zu großen Schäden des Baumbestandes in Mittelgebirgen.

8.3. Abgelagerte Niederschläge

8.3.1. Arten der abgelagerten Niederschläge

Die abgelagerten Niederschläge sind eine Folgeerscheinung fallender Niederschläge, wenn diese sich in fester Form an der Erdoberfläche als *Schneedecke* ablagern oder in flüssiger (auch unterkühlter) Form beim Auftreffen auf der unterkühlten Erdoberfläche zu *Glatteis* gefrieren.

8.3.2. Entstehung der abgelagerten Niederschläge

Schneedecke

Die Schneedecke besteht aus an der Erdoberfläche abgelagertem Schnee, eventuell auch aus Reifgraupeln oder Schneegriesel. Eine längere Lebensdauer erreicht die Schneedecke nur, wenn Erdbodentemperatur und Lufttemperatur unter Null Grad liegen. Infolge ihrer geringen Wärmeleitfähigkeit (sehr viel Luftzwischenräume) bildet die Schneedecke einen ausgezeichneten Kälteschutz für die darunter liegende Erdoberfläche. Für die darüberliegende Luft bedeutet sie aber eine starke Kältequelle. Tagsüber reflektiert sie die Sonnenstrahlung sehr stark und vermindert die Erwärmung der Erdoberfläche und die von ihr ausgehende Erwärmung der bodennahen Luftschichten; nachts strahlt sie im langwelligen Bereich der Wärmestrahlung fast wie ein schwarzer Körper aus und kühlt sich und die darüber lagernde Luft sehr stark ab. Außerdem verhindert sie durch ihre wärmeisolierende Wirkung eine Abgabe von Erdwärme an die Luft. Darum sind Zonen mit ausgedehnten Schneedecken im Winter Quellgebiete extrem kalter Luftmassen, wie z. B. Sibirien. Für Flüsse und Talsperren bedeuten die Schneefelder im Gebirge ein bedeutendes Wasserreservoir, das im Frühjahr bei der Schneeschmelze große Wassermengen freigibt. Um einen Anhaltspunkt über die zu erwartenden Wassermengen zu besitzen, wird die Höhe der Schneedecke und ihr Wassergewalt gemessen. Bei einer lockeren Schneedecke entspricht 1 cm Schneehöhe etwa 1 mm Niederschlagshöhe.

Glatteis

Glatteis entsteht, wenn Regen oder Sprühregen auf einer stark unterkühlten Erdoberfläche gefrieren, oder wenn unterkühlter Regen oder Sprühregen am Boden und an Gegenständen gefrieren und einen Eisüberzug bilden. Die Abb. 22 zeigt eine typische Temperaturverteilung für eine Glatteislage, wenn im Winter ein Warmfrontniederschlag in eine bodennahe Kaltluftschicht fällt und dann am Boden gefriert. Da Glatteis eine Folgeerscheinung fallender und darum größerer Tropfen ist, die nicht sofort, sondern erst nach Bildung einer flüssigen Schicht gefrieren, ergibt Glatteis normalerweise einen glatten, glasigen Klareisüberzug. Er kann aber auch mit gleichzeitig fallenden Eiskörnern oder Schneeflocken vermischt sein, so daß die Glatteisdecke ein rauhes, halbdurchsichtiges Aussehen bekommt.

Zur Erscheinung der Glatteisbildung gehört auch die *Flugzeugvereisung*, wenn ein Flugzeug durch unterkühlte Wolken oder Niederschläge fliegt oder wenn ein stark unterkühltes Flugzeug Wolken oder Dunstschichten passiert. Bei großer Tröpfchenkonzentration der Wolke oder bei großen Tropfen erfolgt das Anfriern

der Tröpfchen in Form glatter, glasiger Schichten als Klareisansatz. Das ist vor allem in den Schichten nahe 0° C der Fall. Bei tieferen Temperaturen nimmt die Tröpfchenzahl in der Wolke ab und die Zahl der Eisteilchen zu. Das Anfriern kann darum schneller und bei jedem Tropfen einzeln erfolgen, so daß sich ein körniger, nicht durchsichtiger oder nur halbdurchsichtiger Rauheisansatz bildet. Die Vereisung findet hauptsächlich an den Stirnflächen der Tragflächen und an der Luftschraube statt. Das kann zu einer so starken Veränderung der dynamischen Eigenschaften der Maschine führen, daß es zum Absturz kommt. Da die Tröpfchenkonzentration in Wolken mit der Temperatur abnimmt und unter -10° C immer mehr Tröpfchen in der Wolke gefrieren, ist auch die Vereisungsgefahr nahe der Null-Grad-Höhe am größten und nimmt in den Mischwolken nach oben immer mehr ab.

8.4. Von der Erdoberfläche aufgewirbelte Niederschläge

Schneefegen

Schneefegen entsteht, wenn der Wind Schnee vom Boden aufwirbelt und ihn flach am Boden hertreibt, ohne die Sicht in Augenhöhe merklich zu verringern.

Schneetreiben

Schneetreiben entsteht, wenn der Wind den Schnee so stark bis in mäßige oder große Höhen aufwirbelt, daß die Sicht wesentlich herabgesetzt wird. Oft ist es nicht möglich festzustellen, ob es gleichzeitig schneit. Dann wählt man die Bezeichnung „Schneegestöber“, im Gegensatz zum Volksmund, der darunter fallende Schneeflocken versteht, die durch starke Windböigkeit auf- und niedertanzen.

Gischt

Unter Gischt versteht man Wassertröpfchen, die durch den Wind von der Oberfläche ausgedehnter Wassermassen fortgerissen werden. Der Wind erregt an der Meeresoberfläche Schwerewellen, deren Wellenlänge und Höhe mit steigender Windgeschwindigkeit zunehmen. Wenn das Verhältnis Höhe : Länge 1:8 überschreitet, werden die Wellen instabil. Es bildet sich Schaum auf den Kämmen, und die Wellen brechen über, wobei kleine Gischttröpfchen vom Wind fortgerissen werden.

Diese Gischttröpfchen enthalten Salz und sind darum hygroskopisch, so daß sie nur bis zu einer ihrem Salzgehalt entsprechenden Größe verdunsten und als Kondensationskerne in der Luft fortgetragen werden.

Gischttröpfchen gelangen auch durch das Zersprühen von Wasser an Wasserfällen oder durch Geysire in die Luft.

9. Die Großzirkulation der Erde

Die Gesamtheit aller großräumigen Luftbewegungen auf unserer Erde bezeichnet man als Großzirkulation. Sie wird allein durch die Luftdruckverteilung in den verschiedenen Höhen bestimmt, da die Winde parallel den Isobaren bzw. Isohypsen wehen; nur in der untersten Reibungsschicht (Grundschicht) strömt die Luft aus dem Bereich höheren Luftdrucks aus und in den Bereich tieferen Luftdrucks hinein.

Bei der Besprechung des Wetterelementes Luftdruck war bereits darauf hingewiesen worden, daß die aus langjährigen Beobachtungen errechnete mittlere Luftdruckverteilung der Erde vier große Zonen erkennen läßt. Zur Klärung der daraus folgenden Großzirkulation muß zunächst der Grundzustand der Atmosphäre betrachtet werden.

9.1. Der Grundzustand

Die stärkste Sonneneinstrahlung und damit Wärmezufuhr erfolgt im äquatorialen Bereich, die geringste an den Polen. Dadurch wölben sich in der freien Atmosphäre die Flächen gleichen Luftdruckes über der äquatorialen Zone stärker auf als über den polaren, so daß ein mit der Höhe zunehmendes Druckgefälle vom Äquator zu den Polen hin erfolgt. Auf einer ruhenden Erde müßte also stets Luft in der Höhe vom Äquator zu den Polen hin abfließen, das heißt aber, es müßte über dem

Äquator Bodenluft aufsteigen, nach den Polen zu fließen und dort wieder absteigen und in den unteren Schichten zum Äquator zurückkehren. Nun dreht sich aber die Erde, so daß infolge Coriolisbeschleunigung alle Winde nach rechts (Nordhalbkugel) bzw. nach links (Südhalbkugel) abgelenkt werden. Diese Wirkung ist am Äquator am geringsten; dort wird die aufsteigende Luftbewegung, verstärkt durch die starke Überhitzung des Bodens, am wenigsten behindert. So erklärt sich die Tatsache, daß am Äquator tieferer Bodenluftdruck herrscht als nördlich bzw. südlich dieser Zone.

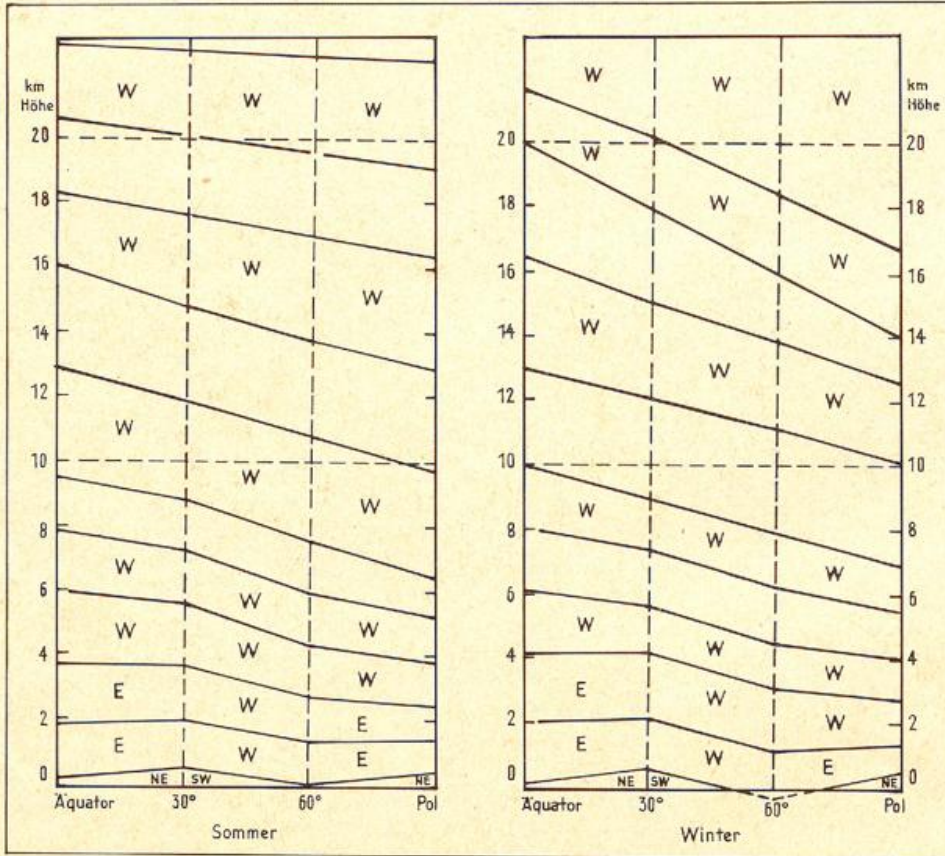


Abb. 23
Grundzustand der Atmosphäre (Nordhalbkugel) im Senkrechtschnitt.
Ausgezogene Linien = Schnittlinien von Druckflächen, dazwischen Windrichtungen (W = West, E = Ost)

Die Abb. 23 zeigt den daraus folgenden Grundzustand der Atmosphäre über der Nordhalbkugel als Vertikalschnitt im Sommer und im Winter. Der Schnitt erfolgt längs eines geographischen Längengrades; in der Waagerechten ist die geographische Breite, in der Senkrechten die Höhe in stark übertriebenem Maßstab aufgetragen. Die einzelnen, meist schräg verlaufenden Linien sind die Schnittlinien ausgewählter Luftdruckflächen (absolute Topographien); die vorherrschenden Windrichtungen sind durch Buchstaben eingetragen (W = West, E = Ost usw.). Je steiler die Schnittlinien verlaufen, desto stärker ist der Wind.

Die Verhältnisse in den beiden Jahreszeiten unterscheiden sich dadurch, daß im Sommer die Temperaturgegensätze zwischen Äquator und Pol geringer sind (die polare Einstrahlung ist relativ stark wegen der großen Tageslänge) als im Winter, wo die polare Strahlungserwärmung fast vollkommen fehlt. Dadurch sind die Neigungen der Isobarenflächen im Sommer geringer als im Winter.

Man erkennt in den untersten 2 bis 3 km in Äquatornähe die äquatoriale Tiefdruckrinne, bei etwa 30° Breite die Aufwölbung des Subtropenhochs, bei 60° Breite den tiefen Luftdruck der gemäßigten Zone und nordwärts

davon das flache kalte Polarhoch. Daraus folgen nach dem barischen Windgesetz zwischen Äquator und Subtropenhoch östliche Winde, die infolge der Bodenreibung als Nordostpassate in Erscheinung treten, zwischen Subtropenhoch und subpolarer Tiefdruckzone westliche Winde und von dort bis zum Pol wieder östliche Winde. Oberhalb von 2 bis 4 km Höhe wird die äquatoriale Tiefdruckrinne durch die warme Troposphäre kompensiert bzw. überkompensiert, der Druck ist in der Höhe über dem Äquator am höchsten, so daß westliche Winde vorherrschen. Erst in der kalten äquatorialen Stratosphäre kehrt sich allmählich das Druckgefälle wieder um, so daß die westlichen Winde oberhalb etwa 20 km Höhe allmählich in eine Ostströmung übergehen. Am Pol wird umgekehrt durch die kalte Troposphäre die Wirkung des flachen Bodenhochs überkompensiert, es treten vor allem im Winter bereits ab 2 bis 3 km Höhe westliche Winde auf. Zusammenfassend kann man feststellen, daß es in der unteren Troposphäre drei große, zonal angeordnete Zirkulationssysteme gibt: das äquatoriale mit vorherrschendem Ostwind, die Westwinddrift der gemäßigten Breiten und die östliche Strömung des polaren Systems. Die Abb. 24 zeigt diese Systeme schematisch in der Aufsicht und im senkrechten Schnitt.

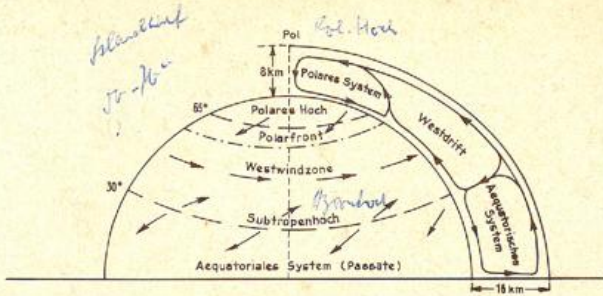


Abb. 24 Die Großzirkulation der Nordhalbkugel in Aufsicht und im Vertikalschnitt (rechts)

Dabei wurde zur Vereinfachung angenommen, daß die Erdoberfläche einheitlich nur mit Wasser oder nur mit Land bedeckt ist (homogene Oberfläche). In diesem Fall wären die Temperatur- und Druckverhältnisse nur abhängig von der Sonnenhöhe und damit der geographischen Breite. Die daraus resultierende Zirkulation bezeichnet man als planetarisch oder, da sie parallel den Breitenkreisen der Kugelzonen erfolgt, als zonal. Über den großen Ozeanen, insbesondere der Südhalbkugel, sind diese einfachen Verhältnisse weitgehend verwirklicht. Da in den subtropischen Hochdruckgürteln bei etwa 30° Breite die Luft in den unteren Schichten der Troposphäre sowohl nach Südwest als Nordost ausfließt, muß zum Ersatz Luft von oben nach unten absinken. Umgekehrt strömt an der nördlichen Grenze der Westwinddrift Luft aus Südwesten mit solcher aus Nordosten zusammen, es folgt eine Aufwärtsbewegung. Dieses Grenzgebiet zwischen Westwindzone und polarer Nordostströmung hat eine große Bedeutung für das Wettergeschehen der gemäßigten Breiten. In den unteren Schichten der Atmosphäre fließen vom Südwesten her warme, vom Nordosten aus dem Polarhoch heraus jedoch kalte Luftmassen in die gemäßigten Breiten ein, sie werden dort auf verhältnismäßig engem Raum zusammengeführt, wobei sich die schwere Kaltluft keilförmig vom Norden her unter die leichtere Warmluft schiebt. Das schmale Grenzgebiet zwischen subtropischer und polarer Luft bezeichnet man in Bodennähe als „Polarfront“. In der Höhe bilden sich dort langgestreckte schmale Gebiete mit scharfen Temperatur- und damit auch Druckgegensätzen aus, die sog. Frontalzonen. Da der Luftdruck in Kaltluft bekanntlich rascher mit der Höhe abnimmt als in Warmluft, verschärfen sich in den Frontalzonen die Druckgegensätze mit zunehmender Höhe immer mehr, so daß bereits in 5000 m Höhe Starkwindfelder mit mehr als zweihundert km/h auftreten können. Man nennt ein solches Starkwindfeld einer Frontalzone auch Strahlstrom oder Jetstream. Die stärkste Ausprägung zeigen diese Strahlströme etwa 1 km unterhalb der Tropopause. Da sich in der Stratosphäre die Temperatur und damit auch allmählich die Druckverhältnisse umkehren, schwächt sich der Wind oberhalb der Tropopause wieder ab, um in größeren Höhen der sommerlichen Stratosphäre in Ostwind überzugehen.

Dieses einfache Modell der Großzirkulation erfährt nun in der Natur eine Reihe von Veränderungen, die in erster Linie auf die Verschiedenartigkeit der Erdoberfläche zurückzuführen sind. Durch die unterschiedlichen Erwärmungsverhältnisse über Land und Meer bedingt — Land erwärmt und kühlt sich rascher ab als Was-

ser —, wird die planetarische Zirkulation von einem zweiten wichtigen Zirkulationssystem überlagert, das gelegentlich auch als „monsunales System“ bezeichnet wird. Es wird dadurch gekennzeichnet, daß sich im Sommer tiefer, im Winter hoher Luftdruck über den Kontinenten einstellt, während über den Meeren im Sommer hoher, im Winter tieferer Luftdruck vorherrscht. So wird die Großzirkulation eines ganzen Jahres durch das Zusammenwirken der beiden Systeme — planetarisch und monsunal — bestimmt. In manchen Gebieten überwiegt das planetarische (zonale) System, in Mitteleuropa z. B. sind die Sommer verhältnismäßig warm, die Winter mild. Beim Vorherrschen des monsunalen Systems sind die Sommer kühl und regnerisch, die Winter kalt und trocken. Die Ursachen dieser Schwankungen sind noch weitgehend ungeklärt; es liegen jedoch Hinweise darauf vor, daß die Vorgänge auf der Sonne (Strahlungsschwankungen im ultravioletten Bereich) eine gewisse Rolle spielen.

9.2. Die Westdrift der gemäßigten Breiten

Die Voraussetzung für die Westdrift der gemäßigten Breiten ist das Auftreten hohen Luftdrucks im Subtropenraum und tiefen Luftdrucks bei etwa 60° bis 65° Breite. Diese Anordnung besteht wohl im Mittel vieler Jahre, aber durchaus nicht in jedem Zeitpunkt. Im Gegensatz zur recht stabilen und stets zu beobachtenden äquatorialen Tiefdruckrinne ist die Westdrift labil und ständigen kurzfristigen Änderungen unterworfen. Der daraus folgende wechselhafte Witterungscharakter ist charakteristisch für den Bereich der gemäßigten Zone.

Jede Zirkulation hat ihre Ursache in Temperatur- und damit Luftdruckgegensätzen, das Ziel ist der Ausgleich dieser Unterschiede. Dieser Ausgleich zwischen der subtropischen und der polaren Zone kann aber durch eine stets zonal gerichtete Strömung nicht hergestellt werden. Es muß deshalb ein anderer Mechanismus bestehen, der mit meridionalen (d. h. den Längengraden parallelen) Strömungsanteilen Kaltluft nach Süden und Warmluft nach Norden führt. Im folgenden wird erklärt, wie dieser Ausgleichsmechanismus zustande kommt und wie er wirkt.

Bei nur mäßigen Temperaturgegensätzen ist die Anordnung an der Polarfront — flache Neigung der über dem Kaltluftkeil langsam nach Norden aufsteigenden Polarfrontfläche — stabil, es werden keine besonderen Wettererscheinungen beobachtet. Durch Einbeziehung neuer Warmluft aus den Subtropen und frischer Kaltluft aus den polaren Breiten verstärkt sich aber das Temperatur- und Luftdruckgefälle so sehr, daß bei äußerst starken Westwinden die Strömung innerhalb der Frontalzone dynamisch labil wird und es zur Ausbildung von zunächst geringen wellenähnlichen Schwingungen der Polarfront kommt (Abb. 25). An einer Stelle der Polarfront dringt Warmluft nach Norden, westlich davon in Form einer südwärtsgerichteten Ausbuchtung Kaltluft nach Süden vor. Die vordere Begrenzung der nordwärts vordringenden Warmluft bezeichnet man als Warmfront, die vordere Begrenzung der südwärts vordringenden Kaltluft als Kaltfront. Diese erste Stufe der Deformation der Polarfront nennt man eine Wel-

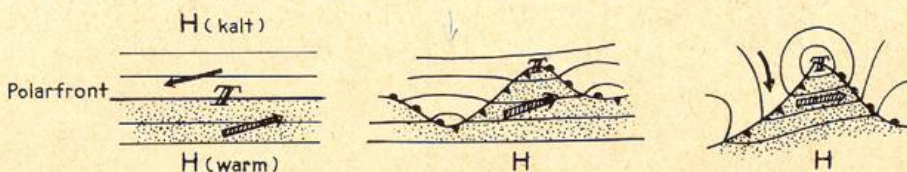


Abb. 25 Entstehung einer Wellenstörung und einer jungen Zyklone

lenstörung; sie beginnt nun auch die höheren Atmosphärenschichten zu deformieren. Über der Warmluft wölben sich die Druckflächen auf, über der Kaltluft senken sie sich ab, es entsteht so das in Abb 26 darge-

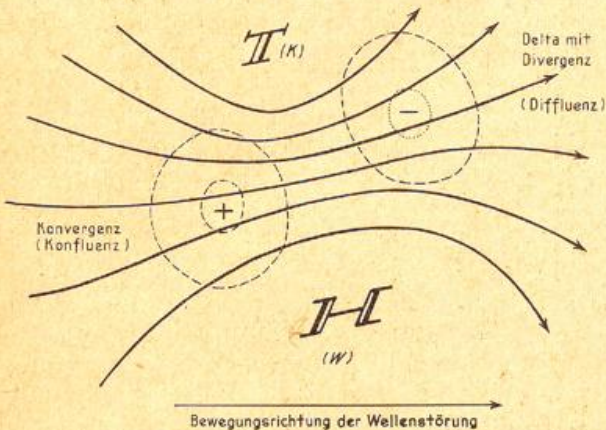
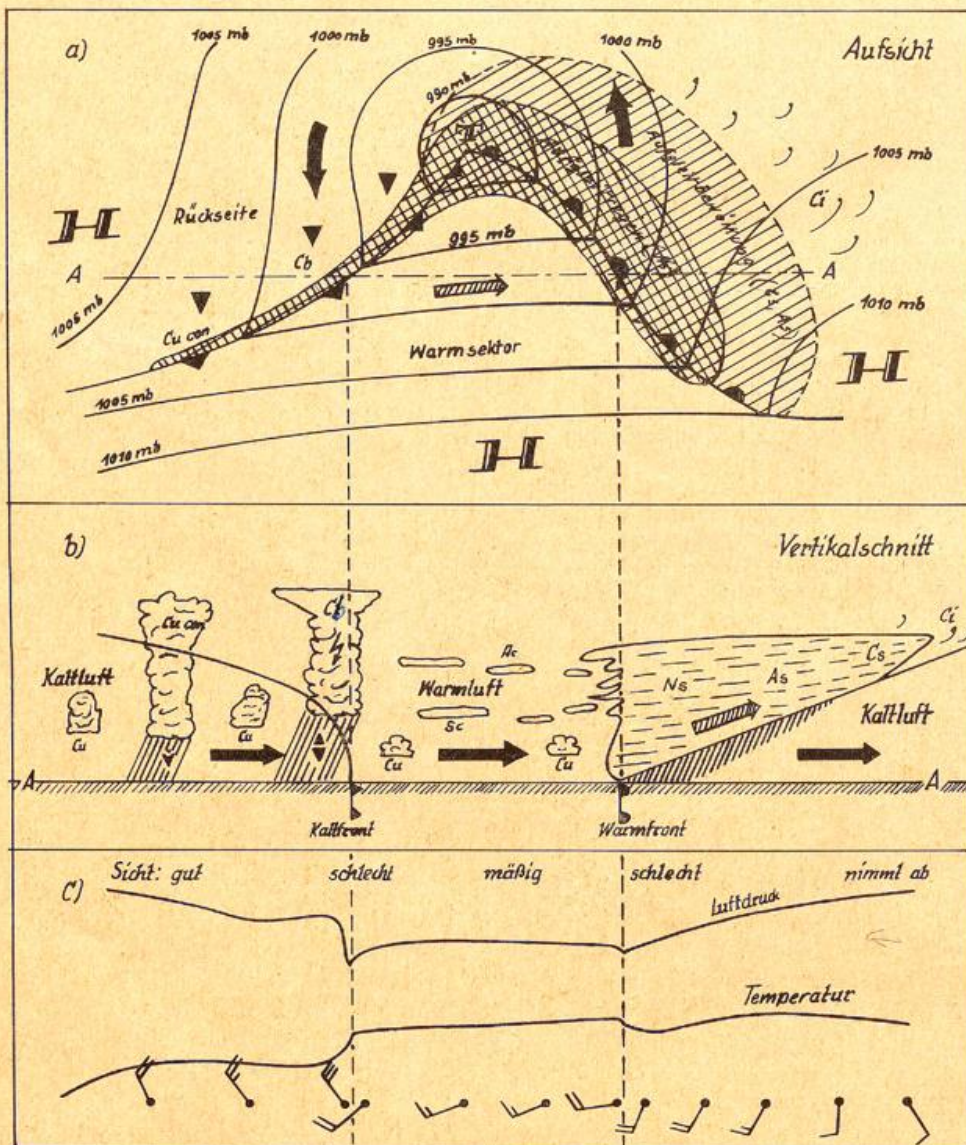



Abb. 26
Luftdruckänderungen bei divergenter und konvergenter Strömung (mit echten Diffusionen und Konfluenzen)

stellte Strömungsfeld. Die Strömungslinien fächern an der Vorderseite der Wellenstörung auf, sie divergieren. Innerhalb der Divergenzzone, die auch als Delta der Frontalzone bezeichnet wird, fließt mehr Luft nach vorne und nach den Seiten ab (Diffluenz) als dahinter nachströmt, da die aus dem engen Mittelbereich herauschießende Luft eine größere Geschwindigkeit mitbringt, als dem Isohypsenabstand des Deltas entspricht. Es findet ein echter Massenabfluß (Massenverlust) statt, der zu Luftdruckfall im Delta, also vor der Wellenstörung, führt. Umgekehrt staut sich im Einzugsgebiet der Frontalzone mit zusammenlaufenden, konvergierenden Isohypsen, also innerhalb des Konvergenzbereichs die Luft auf, es findet ein echter Massenzufluß (Konfluenz) statt, der zu Druckanstieg am Boden führt. Da anfangs die Wirkung der Diffluenz stärker ist als die der nachfolgenden Konfluenz, vertieft sich der Bodenluftdruck im Zentrum der Wellenstörung, es kommt zur Ausbildung eines Tiefdruckgebietes mit geschlossenen Isobaren, zur Bildung einer Zyklone. Gleichzeitig wandert diese junge Zyklone erst rasch, dann allmählich langsamer werdend in Richtung der Höhenströmung weiter, bis sie den Höhepunkt ihrer Entwicklung mit ausgeprägten Fronten erreicht.




Der norwegische Meteorologe V. Bjerknes hat im Jahre 1922 aus zahlreichen Boden- und Höhenbeobachtungen das Modell einer Idealzyklone entworfen, das trotz einiger Änderungen auf Grund neuer aerologischer Erkenntnisse auch heute noch Geltung hat.

9.3 Die Idealzyklone (nach V. Bjerknes)

Dieses Modell (Abb. 27) zeigt eine Zyklone am Höhepunkt ihrer Entwicklung. In diesem Zeitraum bilden die beiden Frontlinien, die vom Zentrum ausgehen, etwa einen rechten Winkel. Die Warmfront (rote Farbe oder ) macht sich bereits 800 bis 1 000 km vor ihrem Durchgang am Boden durch einen Wolkenaufzug bemerkbar, der im Cirrusniveau mit Ci beginnt und später in Cs übergeht; es folgen dünner und dann dichter As, die schließlich in Ns übergehen. Aus dem dichten As fallen die ersten Niederschläge, die sich im Ns fortsetzen. Es kommt zu einem etwa 100 bis 300 km breiten präfrontalen Niederschlagsgebiet, je nach den Temperaturverhältnissen in Form von Regen (Landregen) oder Schnee. Das Gebiet vor der Front heißt die Vorderseite der Zyklone. Nach dem Durchgang der Warmfront folgt der Warmsektor, der das Gebiet zwischen Warm- und Kaltfront umfaßt und etwa einen Quadranten der Gesamtfläche des Tiefdruckgebietes ausmacht. Er ist in allen Höhen mit Warmluft ausgefüllt und zeigt keine markanten Wettererscheinungen. Die Windströmung im Warmsektor gibt einen Anhaltspunkt für die Zugrichtung des Zyklonenkerns (Warmsektorregel).

Weitere Hinweise für die Zugrichtung eines Tiefdruckgebietes geben die Strömung im 500 mb-Niveau (Steuerung) und selbstverständlich auch die dreistündige Tendenzkarte (vgl. Leitfaden Nr. 2).

Der Durchzug der Kaltfront (blaue Farbe oder ) wird nicht durch einen ausgesprochenen Aufzug eingeleitet, wenn auch bei Annäherung der Kaltfront Ci-, Ac- und As-Felder vorhanden sind. Die typischen Kaltfrontwolken sind Cu bis Cb, die auch die bei einer Kaltfrontpassage markanten Niederschläge als Schauer postfrontal (d. h. hinter der Front) bringen. Das Gebiet hinter der Kaltfront nennt man die Rückseite der Zyklone, wobei das „Rückseitenwetter“ schon zu einem festen Begriff geworden ist.

Die bisherigen Betrachtungen bezogen sich im wesentlichen auf die Darstellung einer Zyklone in der Horizontalen, in der Ebene der Bodenwetterkarte. Eine Erklärung über das Zustandekommen der einzelnen Wolkenformen und der besonderen Wettererscheinungen bringt aber erst die Betrachtung der Verhältnisse in der Vertikalen (Abb. 27, b).

Man erkennt, daß die Kaltluft auf der Vorderseite der Zyklone in Form eines spitzen Keils (Neigungswinkel etwa 1:100) unter der leichteren, über die Kaltluft hinweg aufgleitenden Warmluft der höheren Schichten liegt. Voraussetzung zur Aufgleitbewegung ist die Tatsache, daß sich die Warmluft rascher bewegt als die darunter liegende Kaltluft, daß also die Warmluft der aktivere Faktor des Vorgangs ist. Durch das Aufgleiten kommt es zu einer aufsteigenden Bewegung in der Größenordnung cm/sec, damit zu Temperaturabnahme, Zunahme der relativen Feuchte, Wolkenbildung und Niederschlag. An dieser Warm- oder Aufgleitfront ergeben sich zwanglos der vorher beschriebene Wolkenaufzug und das präfrontale Regengebiet. Am Boden wird das Gegeneinanderströmen durch einen Windsprung (Rückdrehen vor der Front, Rechtsdrehen hinter der Front) mehr oder weniger deutlich markiert. Die Sicht, die unterhalb des Wolkenaufzuges recht gut sein kann, geht im Niederschlagsgebiet zurück und bessert sich im Warmsektor.

Bei der Kaltfront schiebt sich die schwerere und schnellere Rückseitenkaltluft keilförmig unter die vor ihr liegende Warmluft. Die Neigung der Einbruchfläche beträgt etwa $1/40$ bis $1/80$. Hier ist also die Kaltluft der aktive Teil. Dadurch kommt es in der Warmluft zu einer aufsteigenden Bewegung in der Größenordnung von m/sec, also einem gegenüber der Aufgleitbewegung sehr raschen Aufsteigen. Dem entsprechen die Cu- bis Cb-Bewölkung, die Schauerniederschläge und die besonders guten Sichtverhältnisse hinter der Front außerhalb der Schauer. Der Druckanstieg und der Windsprung sind hier besonders markant. Mit dem Frontdurchgang sind häufig hohe Spitzengeschwindigkeiten mit starker Böigkeit und je nach der Jahreszeit Frontgewitter verbunden.

Mit dem hier aufgezeigten Stadium hat die Idealzyklone den Höhepunkt ihrer Entwicklung erreicht, es beginnt die Alterung der Zyklone. Sie wird bedingt durch die verschieden große Wanderungsgeschwindigkeit der Fronten. Im Fall der Idealzyklone verlagert sich die Kaltfront schneller als die vorauslaufende Warmfront, so daß der zunächst breite Warmsektor immer schmaler wird, bis schließlich, vom Kerngebiet her beginnend, die Kaltfront die Warmfront einholt und sich mit ihr im Bodenkartenbild vereinigt (Abb. 28).

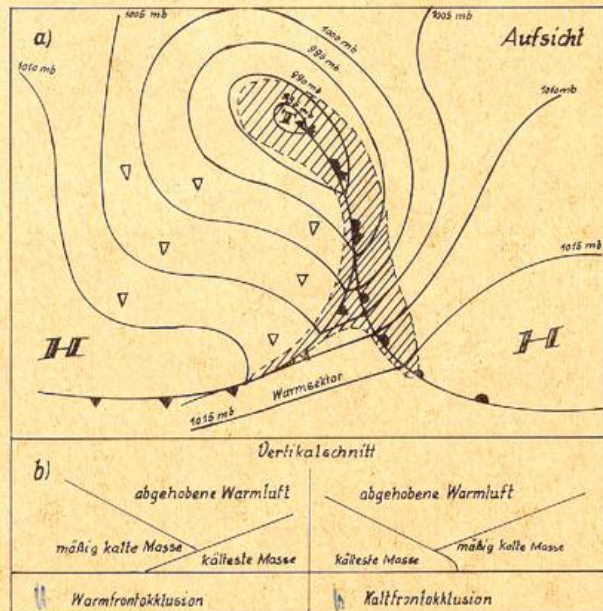


Abb. 28
a) Okkludierte Zyklone in Aufsicht
b) Vertikalschnitte durch eine Warmfront- und eine Kaltfrontokklusion

In der Vertikalen bedeutet dies, daß am Boden die Kaltluft der Vorderseite und diejenige der Rückseite direkt aneinander stoßen und die leichtere Warmluft in Form einer Schale nach oben abheben. Diesen Vorgang bezeichnet man als Okklusion, und die Spurlinie am Boden, die also alte und frische Kaltluft trennt, die Okklusionsfront. Diese Frontart ist über dem Festland die häufigste, da der Höhepunkt der Entwicklung all-gemein bereits über dem Atlantik erreicht wird.

Je nach den Temperaturverhältnissen vor und hinter der Okklusionsfront unterscheidet man zwei Arten von Okklusionen: die Warmfront- und die Kaltfrontokklusion. Ist die vorgelagerte Kaltluft die kältere Masse, so nimmt die Okklusion Warmfrontcharakter an, es entsteht eine Warmfrontokklusion, ist die Rückseitenluft die kältere Masse, so nimmt die Okklusion Kaltfrontcharakter an. Die Wettererscheinungen entsprechen dann denen einer Warm- bzw. Kaltfront. Sind da-

gegen die beiden Kaltluftmassen fast gleich temperiert, so folgen den Witterungserscheinungen einer Warmfront ohne Unterbrechung diejenigen einer Kaltfront nach.

Die Wanderung der Zyklone hängt von der Höhenströmung ab, diese „steuert“ die Richtung und Geschwindigkeit der Zyklone. Eine noch junge Zyklone beeinflusst die Höhenströmung noch wenig, sie zieht deshalb praktisch parallel der Höhenströmung weiter. Je kräftiger jedoch eine Zyklone wird, desto mehr wirkt sie umgestaltend auf die Höhenströmung ein, bis sie sich schließlich bis in große Höhen durchsetzt und selbst zu einem Steuerungszentrum, zu einem Zentraltief wird. Mit dieser Entwicklung ist gleichzeitig ein Ausscheren des Tiefzentrums aus der Richtung der Frontalzone bzw. des zugehörigen Strahlstroms festzustellen, wie aus Abb. 29 hervorgeht. Im Teil a) wird

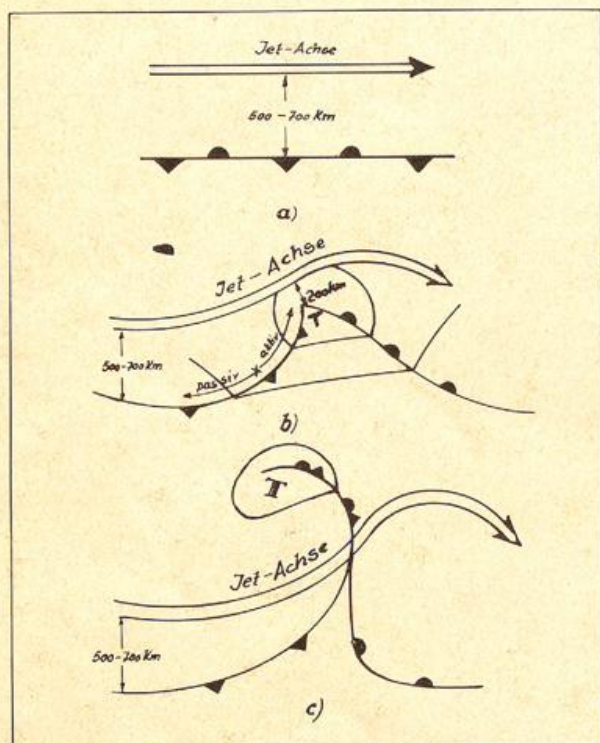


Abb. 29
Strahlstromachse und Frontenverlauf während der Zyklonenentwicklung
a) ungestörte Polarfront b) junge Zyklone
c) okkludierende Zyklone (Zentraltief)

gezeigt, wie die noch ungestörte Polarfront parallel zur Achse des Strahlstroms, zur Jetachse liegt. Teil b) läßt erkennen, wie die bereits gut ausgebildete Warmsektorzyklone die Jetachse zu verbiegen beginnt und mit ihrem Zentrum näher an die Achse heranrückt. Mit fortschreitender Entwicklung und Okkludierung verlagert sich der Kern der nunmehr zum Zentraltief gewordenen Zyklone von der warmen zur kalten Seite des Strahlstroms, der nun einen Teil des Strömungsfeldes der Zyklone darstellt (Teil c). Der Grund für das Linksausscheren der Zyklonenbahn liegt in der Tatsache begründet, daß der Druckfall auf der linken Seite des Deltas der Frontalzone am stärksten ist, während auf der rechten Seite teilweise sogar leichter Druckanstieg beobachtet wird.

Zum Schluß der Betrachtung der Idealzyklone sei darauf hingewiesen, daß Untergrundbeschaffenheit und Orographie (Luv- und Leewirkung) das Erscheinungsbild der Idealzyklone stark beeinflussen können und dieses deshalb hauptsächlich über dem Meer in klarer

Form zu erkennen ist. Über dem Festland dagegen werden Tiefdruckgebiete in Gestalt von Idealzyklonen seltener angetroffen.

9.4. Trog und Kaltlufttropfen

Im weiteren Entwicklungsverlauf einer alternden Zyklone tritt eine sehr wetterwirksame Erscheinung auf, die Bildung eines Trogs. Ein Trog besteht aus hochreichender Kaltluft innerhalb der Rückseitenströmung eines kräftigen Tiefdruckgebietes und ist vor allem in den relativen Topographien der mittleren und oberen Troposphäre als V-förmige Ausbuchtung der Isohypsen über der Kaltluft zu erkennen, da die Abstände der Isobarenflächen dort geringer sind als über der umgebenden Warmluft. Die Tröge wandern fast stets in einem gewissen Abstand hinter der Zyklone her; oft schwächt sich der Wettereinfluß der Kaltfront ab zugunsten starker Wetterwirksamkeit im Gebiet des Trogs, der sich dann auch im Bodendruckfeld abbildet. An der tiefsten Stelle des Trogs, an der Trogachse, die nicht mit einer Kaltfront zu verwechseln ist, tritt die stärkste Strömungskonvergenz mit starker Aufwärtsbewegung und heftigen Wettererscheinungen auf. Starke bis stürmische Winde an der Umbiegungsstelle der trogförmigen Isohypsen bzw. Isobaren sind typisch für diese Wetterlage. An den Ostseiten der Kontinente bilden sich meist stationäre Tröge aus als Folge anhaltender Zufuhr von hochreichender Kaltluft aus den polaren Breiten.

In manchen Fällen wird der südliche Teil eines Höhentrogs durch Warmluftvorstöße von beiden Seiten abgeschürt, es bildet sich ein abgeschlossener Kaltlufttropfen, der oft in allen Höhenwetterkarten der Troposphäre deutlich ausgeprägt ist, während er sich in der Bodenwetterkarte kaum feststellen läßt. Abgeschlossene Kaltlufttropfen, deren Durchmesser etwa 500 bis 1000 km betragen, erhalten sich oft sehr lange und erneuern sich immer wieder, vor allem über wärmerem Untergrund (Meer) durch dauernde Aufwärtsbewegungen und Abkühlung. Sie gestalten die Witterung wechselhaft und kalt (s. Abschn. 10).

9.5. Das Hochdruckgebiet

Nicht nur die Zyklonen, auch die Gebiete hohen Luftdruckes, die Antizyklonen, gehören zum Gesamtbild der Zirkulation. Das wesentliche Merkmal eines Hochdruckgebietes ist das Vorherrschen von absinkender Luftbewegung. Es wurde bereits darauf hingewiesen, daß Luft infolge der Reibung in den unteren Schichten schräg aus dem Hochdruckgebiet ausfließt. Es bildet sich eine echte Divergenzzone mit Massenverlust aus (Abb. 30). Dieser Massenverlust wird durch Nachfließen von Luft aus den höheren Schichten ausgeglichen, es entsteht eine Absinkbewegung, die zur Auflösung von Wolkenfeldern führt, wie nun gezeigt werden soll.

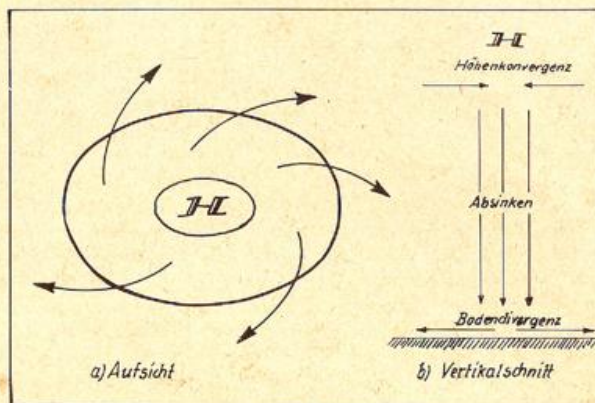


Abb. 30
Die Luftzirkulation in einem Hochdruckgebiet
a) in Aufsicht b) im Vertikalschnitt

wettergebiet ist. Die eigentliche Wetterverschlechterung setzt dann mit dem Durchzug der Kaltfront (Stau an den Alpen) sehr rasch ein.

9.6 Die Luftmassenklassifikation (nach Scherhag)

Eng verknüpft mit den Wettervorgängen im Bereich von Luftdruckgebilden und Fronten ist der Begriff der Luftmasse. Kennzeichnend für eine Luftmasse ist deren einheitlicher Charakter hinsichtlich Temperatur und Temperaturgradient, Feuchtigkeitsgehalt und gegebenenfalls von Beimengungen (Sichtverhältnisse). Die ersten Klassifikationen wurden von der Norwegischen Schule (V. Bjerknes) im Zusammenhang mit der Polarfronttheorie aufgestellt.

Die heute im Deutschen Wetterdienst gebräuchliche Luftmasseneinteilung stammt von R. Scherhag. Bei dieser Klassifikation spielen nicht nur die Wettererscheinungen der Grundschicht, sondern auch der darüberliegenden Luftschichten eine wesentliche Rolle. Die Scherhagsche Einteilung wird einmal nach dem Ursprungsgebiet und zum anderen nach dem Weg, auf dem die Luftmassen nach Europa kommen, durchgeführt.

Die Luftmassen entstehen allgemein im Bereich von stationären Hochdruckgebieten mit nur geringer Luftbewegung, denn nur dort verbleiben sie so lange, daß sie ihre charakteristischen Eigenschaften annehmen können. Vor allem Temperatur und Feuchtegehalt der Luft werden vom Untergrund her bestimmt. Die für Europa wichtigen Luftmassen entstehen in erster Linie im Bereich eines warmen Azorenhochs (Tropikluft) und eines kalten polaren Hochs nördlich von etwa 70° N-Breite (Polarluft).

Wenn die Luftmassen nach ihrer Entstehung ihr Ursprungsgebiet verlassen, behalten sie zunächst weitgehend die erworbenen Eigenschaften bei und können auch nach längerer Zeit noch identifiziert werden. Hierzu benutzt man außer den Temperaturen und dem Wasserdampfgehalt als Kennzeichen die potentiellen oder pseudopotentiiellen Temperaturen. In polaren Breiten entstandene Kaltluft von 0° C kann zum Beispiel auch bei Sättigung höchstens etwa 4,5 g/m³ Wasserdampf enthalten. Luftmassen, die in einem kontinentalen Hoch entstanden sind, weisen gegenüber denen, die aus einem maritimen Hoch stammen, einen geringeren Feuchtigkeitsgehalt auf.

Einen wesentlichen Einfluß auf die ursprünglichen Eigenschaften einer Luftmasse hat der Weg, auf dem die Luftmasse in ein bestimmtes Gebiet gelangt. Über dem Meer werden die Eigenschaften in wenigen Tagen ganz anders beeinflußt als bei einem längeren Transport über Land. Man unterscheidet deshalb je nach der Art des überströmten Untergrunds zwischen maritimen (Meeres-) und kontinentalen Luftmassen (Festlandluft).

Scherhag kommt bei Berücksichtigung der Zeit seit dem Verlassen des Ursprungsgebietes noch zu folgender Unterteilung:

Frische arktische Polarluft (P_A), normale Polarluft (P) und gealterte, tropisch beeinflusste Polarluft (P_T). Analog wird unterschieden zwischen afrikanischer Tropikluft aus der Sahara (T_S), normaler Tropikluft (T) und gemäßigter, polar beeinflusster Tropikluft (T_P). Letzterer Typ entsteht nur in den unteren Schichten, wenn das Subtropenhoch zeitweise weit nach Norden ausgreift. Die maritimen und kontinentalen Luftmassen erhalten die Zusätze m und c.

Übersicht über die Luftmassen Europas (nach Scherhag)

Abkürzung	Wissenschaftliche Bezeichnung	Volkstümliche Bezeichnung	Ursprungsgebiet	Weg	Eigenschaft		
c P _A	Arktische Polarluft	kontinental	Nordsibirische Polarluft	Nordsibirien	Rußland	extrem kalt	
		maritim					Arktische Polarluft
m P _A	Polarluft	kontinental	Russische Polarluft	Polare Zone	Rußland	Osteuropa	kalt
		maritim	Grönländische Polarluft		Arktis	Grönlandmeere (westlich Island)	kalt, feucht
c P _T	Gealterte Polarluft	kontinental	Rückkehrende Polarluft	Polare Zone	Rußland	Südosteuropa	trocken
		maritim	Erwärmte Polarluft		Arktis	Azorenraum (Atlantik südlich 50° N Breite)	feucht
m P _T	(Tropik-)Luft	kontinental	Festlandluft	Gemäßigte Zone	Mitteleuropa	—	—
		maritim	Meeresluft		Nordostatlantik	England	feucht, mild
c T	Tropikluft	kontinental	Asiatische Tropikluft	Tropische Zone	Naher Osten (südl. Balkan)	Südosteuropa	trocken
		maritim	Atlantische Tropikluft		Azorenraum	Westeuropa	feucht, warm
c T _S	Afrikanische Tropikluft	kontinental	Afrikanische Tropikluft	Tropische Zone	Sahara	—	trocken, heiß
		maritim	Mittelmeer-Tropikluft		Afrika	Mittelmeer	schwül

Einzelne Luftmassen treten nicht während des ganzen Jahres auf, so cP_A und mP_A nicht im Juli und August, cP nur im Winter. Besondere Bedeutung haben für Mitteleuropa die Kaltluftmassen aus Grönland, die über den warmen Golfstrom hinwegströmen, dort maritimen Charakter annehmen und durch Erwärmung von unten (von der Meeresoberfläche) labilisiert werden, sowie die

warmen Luftmassen aus dem Azorenhoch, die bei ihrer Nordwärtsverlagerung über den kühleren Wassermassen stabilisiert werden.

Die Auswirkungen der wichtigsten Luftmassen in Mitteleuropa werden in folgender Tabelle zusammengefaßt (nach Regula-Zimmerschied).

Luftmasse	Auswirkungen in Mitteleuropa
mT maritime Tropikluft <i>Jw</i>	im Sommer: dunstig, schwül, cu-Bewölkung, im Winter: stratiforme Wolken mit tiefer Untergrenze, darunter stark dunstig, zeitweise Sprühregen.
cT kontinentale Tropikluft <i>So</i>	im Sommer: trocken und heiß
mP maritime Polarluft <i>Nord</i>	im Sommer: kühl, Schauer, gute Sicht, im Winter: Milde- rung, Temperatur in Boden- nähe meist etwas über 0°, Schauer (Regen, Schnee, Graupel).
mPA maritim- arktische Polarluft <i>NW</i>	im Frühjahr und im Sommer: naßkalt, im Frühjahr Schnee- und Graupelschauer, im Som- mer Regenschauer, starke Böig- keit, sehr gute Sicht.
cPA kontinentale arktische Polarluft <i>Ost</i>	im Winter: sehr kalt, trocken, in Küstengebieten eventuell Schneeschauer.

Zu jeder Luftmasse gehören charakteristische Großwetterlagen, deren wichtigste auch unter den Namen West-, Nordwest-, Nord-, Ost-, Südost- und Südwestwetterlage geläufig sind.

Die Darstellung der einzelnen Großwetterlagen wird in einem anderen Leitfaden behandelt.

10. Wolkenbildung und Wettererscheinungen an Fronten und Konvergenzen (Trog, Kaltlufttropfen usw.)

10.1. Warmfrontbewölkung und -wettererscheinungen

Im vorhergehenden Abschnitt 9.3. wurde bereits gezeigt, daß vor und an der Warmfront die Warmluft infolge ihrer größeren frontsenkrechten Geschwindigkeit aktiv über den vorgelagerten Kaltluftberg aufgleitet. Zwischen Kaltluftberg und aufgleitender Warmluft liegt eine Übergangsschicht, die Aufgleitfläche.

Die Neigung der Grenzfläche zwischen aufgleitender Warmluft und Kaltluft beträgt an der steilsten Stelle etwa 1:100. Ihre horizontale Erstreckung vor der Bodenfront reicht etwa bis 1000 km. Bei einer Nordsüderstreckung der Front von ebenfalls 1000 km ergibt sich so eine ausgedehnte Aufgleitfläche, an der die Warmluft emporgehoben wird und sich dabei adiabatisch um 1°C pro 100 m Hebung abkühlt. Die Hebung ist so hochreichend, daß das Hebungskondensationsniveau im ganzen Aufgleitbereich erreicht wird und sich ein ausgedehnter Wolkenschirm bildet.

Die Art der Bewölkung der Aufgleitfläche wird von dem Grad der Feuchtstabilität bzw. -labilität der aufgleitenden Warmluft bestimmt. Man unterscheidet darum zwei Warmfronttypen (Abb. 32):

- 1) die stabile Warmfront, wenn die aufgleitende Warmluft feucht-stabil geschichtet ist,
- 2) die labile Warmfront, wenn die aufgleitende Warmluft feucht-labil geschichtet ist.

10.1.1. Die stabile Warmfront

Der vorherrschende Typ ist die stabile Warmfront, denn die aufgleitende Warmluft ist normalerweise eine maritime Subtropikluft, die einen weiten Weg über den kühleren Atlantik zurückgelegt hat und dabei von unten her abgekühlt und stabilisiert wird. Die sich bildenden Aufgleitwolken sind darum Schichtwolken.

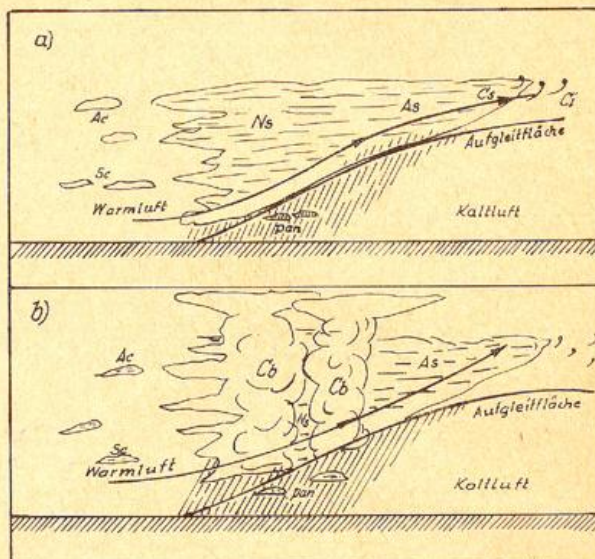


Abb. 32
Vertikalschnitte durch eine stabile (a) und eine labile (b) Warmfront

Der Aufzug beginnt mit Cirrus fibratus oder Cirrus uncinus. Mit fortschreitendem Aufzug verdichtet sich der Cirrus zu einem Cirrostratus und wächst nach unten, bis schließlich Schichten mit höheren Temperaturen erfaßt werden, in denen sich nicht nur Eiskristalle bilden, sondern auch unterkühlte Wassertröpfchen erhalten können und mit den Eiskristallen eine Mischwolke bilden, den Altostratus, der mit Annäherung an die Front immer weiter nach unten absinkt und darum immer mehr unterkühlte Tröpfchen enthält. Wegen der starken Eisübersättigung in Mischwolken wachsen die Eiskristalle durch Sublimation zu verzweigten Schneekristallen, die anfangs unter den Wolken noch verdunsten, aber mehrere 100 km vor der Front schließlich doch als anhaltender leichter bis mäßiger Schnee oder Regen den Erdboden erreichen. Die Intensität des Niederschlages richtet sich nach der Stärke der Vertikalbewegung. Größenordnungsgemäß ergibt eine Vertikalbewegung von 5 cm/sec in einer 3 km mächtigen Wolke mit einer Basistemperatur zwischen 10° und 20° C eine Niederschlagsintensität von 1 mm pro Stunde. Die Aufgleitbewegungen bei Warmfronten liegen in dieser Größenordnung. Da der ausfallende Niederschlag die Schichten unter dem Altostratus mit Feuchtigkeit anreichert, wächst die Bewölkung rasch nach unten zu einem Nimbostratus. Durch den aus größeren Höhen fallenden kalten Niederschlag werden die unterhalb der Wolke liegenden Luftschichten abgekühlt und labilisiert. Zusammen mit der starken Reibungsturbulenz in Bodennähe führt dies in den unteren, durch den Niederschlag mit Feuchtigkeit angereicherten Luftschichten zur Ausbildung von Turbulenzwolken, den Schlechtwetterfetzen oder Pannuswolken.

Diese reine Aufgleitbewölkung und die damit verbundenen Niederschläge treten normalerweise nur im zykonalen Teil der Warmfront auf. Der Temp zeigt an der Aufgleitfläche meist keine markante Aufgleitinversion, sondern nur eine Gradientabschwächung in einer Übergangsschicht von der Kaltluft am Boden in die Warmluft darüber. Am Südrande einer Warmfront, wo bereits Hochdruckeinfluß zu einer Abschwächung der Aufgleitvorgänge führt, ist die Inversion zwischen der Kaltluft und der aufgleitenden Warmluft besser ausgeprägt. Wogenbildung an der Inversion und die schon erwähnte Entstehung dünner labiler Schichten durch Strahlungsabkühlungen der Wolkenobergrenze führen hier häufig zur Auflockerung des Cirrostratus und Altostratus in

Cirrocumulus und Altocumulus undulatus oder in Schäfchenwolken. Die Aufgleitniederschläge bleiben dann nur gering oder fallen ganz weg. Zwischen der echten Aufgleitbewölkung und dieser Randbewölkung treten Mischformen auf.

10.1.2. Die labile Warmfront

Die labile Warmfront wird nur selten beobachtet. Sie tritt dann auf, wenn die aufgleitende Warmluft feucht-labil geschichtet ist oder durch die Hebungsvorgänge eine labile Schichtung entsteht. Voraussetzung für die Zufuhr labil geschichteter Warmluft ist, daß diese keine langen Strecken über stabilisierenden kühlen Meeresoberflächen zurücklegen muß, sondern auf kürzerem Wege und über warme Meeresflächen nach Europa gelangt. Dies ist dann der Fall, wenn die Luft von Afrika her über das warme Mittelmeer geführt wird, bei Südwest-, Süd- und Südost-Lagen. Im Gebiet stärksten Aufgleitens vor der Front sind dann in den Nimbostratus darüber hinauschießende Cumulonimben eingelagert, die man von unten nur durch ihre schauerartigen, oft mit Hagel und Gewitter verbundenen Niederschläge erkennen kann.

10.2. Kaltfrontbewölkung und -wettererscheinungen

Bei den Kaltfronten lassen sich zwei grundverschiedene Typen unterscheiden:

- 1) die aktive Kaltfront,
- 2) die passive Kaltfront.

Bei der aktiven Kaltfront nimmt die frontsenkrechte Komponente des Windes mit der Höhe zu, bei der passiven nimmt sie ab. Aus der Lage der Zyklone und ihrer Fronten zum Strahlstrom (s. Abb. 29) ergibt sich, daß der in der Nähe des Zyklonenzentrums liegende Teil der Kaltfront in der stärksten Höhenströmung liegt, die zudem dort einen großen Winkel (bis zu 90°) mit der Kaltfront bildet, so daß auch die Geschwindigkeit der Kaltluft und damit der Kaltfront im zentralen Teil der Zyklone am größten ist. Mit zunehmender Entfernung der Kaltfront vom Zyklonenzentrum wird ihre Erstreckung mehr und mehr parallel der Höhenströmung, die Geschwindigkeit der Kaltluft wird geringer. Die aktive Kaltfront findet man deshalb im zentralen Teil, die passive am Rand der Zyklone.

10.2.1. Die aktive Kaltfront

Wenn der frontsenkrechte Wind mit der Höhe zunimmt, dann führt die stärkere Höhenströmung in den höheren und mittleren Troposphärenschichten ständig frische Kaltluft heran, die der Bodenkaltluft vorseilt und sich darum in der Höhe über die Warmluft schiebt. Dadurch wird der vertikale Temperaturgradient zwischen der Warmluft und der darüber vordringenden Kaltluft so lange vergrößert, bis die Schichtung labil wird, und zwar bei nicht gesättigter Luft, bis das vertikale Temperaturgefälle größer als 1° C pro 100 m wird, und bei Wolkenluft, bis es den jeweiligen feuchtadiabatischen Wert überschreitet. Dann finden vertikale Umlagerungen statt in Form von Konvektion, wobei die kältere Luft von oben herabfällt und die wärmere Luft nach oben aufsteigt.

Die Labilisierung schreitet von oben nach unten mit Annäherung an die Bodenfront fort und stellt eine Parallele zur Labilisierung durch Erwärmung vom Untergrund her, allerdings mit umgekehrter Richtung, dar. Unterhalb der labilen Umlagerungsschicht befindet sich noch die präfrontale Warmluft, während der Raum darüber bereits von der Kaltluft eingenommen wird. In der labilen Schicht zwischen der Warmluft am Boden

und der Kaltluft in der Höhe kommt es zu konvektivem Emporstrudeln der Warmluft ähnlich wie bei Bodenthermik. Man muß sich nur die Erdoberfläche nach oben an die Obergrenze der Warmluft versetzt denken, dorthin, wo das überadiabatische Temperaturgefälle beginnt.

Für die Wolkenbildung gelten dieselben Überlegungen wie bei der früher besprochenen Cumulusbildung. Wenn die aufsteigende Warmluft ihr Konvektions-Kondensationsniveau (KKN) erreicht (Schnittpunkt des Mischungsverhältnisses mit der Zustandskurve), dann erfolgt das weitere Aufsteigen feuchtadiabatisch bis zum Schnittpunkt der Feuchtadiabaten mit der Zustandskurve der Kaltluft (Abb. 33). Hierbei muß beachtet wer-

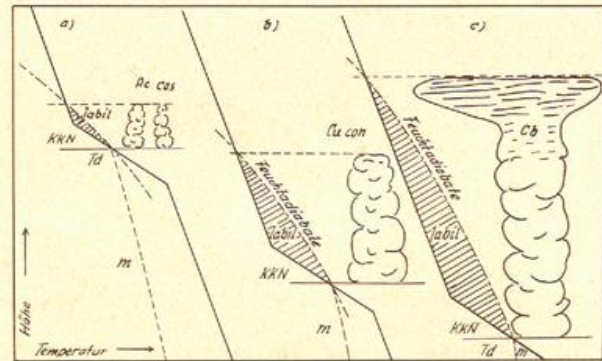


Abb. 33 Von oben nach unten fortschreitende Labilisierung bei vorseilender Höhenkaltluft. (Stadium a) geht in b) und von dort in c) über)

den, daß die konvektive Umlagerungszone eine Mischungszone darstellt, in der sich die absoluten Feuchten der Kaltluft und Warmluft mischen und ein mittleres Mischungsverhältnis ergeben, das normalerweise kleiner ist als das der Warmluft, aber größer als das der Kaltluft. Dadurch werden die Bedingungen für die Wolkenbildung etwas ungünstiger.

Die aufsteigende Warmluft erreicht um so eher ihr Kondensationsniveau, je feuchter sie ist. Außerdem spielt aber auch die Höhe der labilen Umlagerungsschicht eine Rolle, und diese hängt ganz von dem Verlauf der beiden Temperaturkurven in der Warmluft und in der Kaltluft ab. Die labile Umlagerungsschicht ist bei gleichem Temperaturgefälle in beiden Luftmassen um so mächtiger, je weniger stabil diese geschichtet sind und je größer der Temperaturunterschied zwischen der Warmluft und der Kaltluft ist. Die Höhe der labilen Umlagerungsschicht ist um so größer, je mehr die Differenz der Temperaturgradienten in beiden Luftmassen beträgt, je labiler also die Kaltluft gegenüber der Warmluft ist. Unter bestimmten günstigen Bedingungen kann der Frontbereich einer aktiven Kaltfront auch dann feucht-labil geschichtet sein, wenn Warm- und Kaltfront je für sich stabil geschichtet sind. Dies gilt besonders bei einem großen Feuchtegehalt der Luft. Die konvektiven Umlagerungen durch das Vorseilen der Kaltluft in der Höhe haben noch eine weitere, für das Wettergeschehen wichtige Folge im Frontbereich. Da der Wind am Boden schwächer ist als in der Höhe, wird im Frontbereich durch die vertikale Umlagerung die geringere Bewegungsgröße von unten nach oben und die größere von oben nach unten transportiert, womit in der Höhe eine Verminderung und am Boden eine Vergrößerung der Windgeschwindigkeit verbunden ist. Wie man aus der schematischen Darstellung der Abb. 34a entnehmen kann, ergibt sich daraus in der Höhe unmittelbar vor der labilen Umlagerungszone ein Massenabfluß (Divergenz) und dahinter ein Massenzufluß (Konvergenz) und unten umgekehrt. Das hat die mit

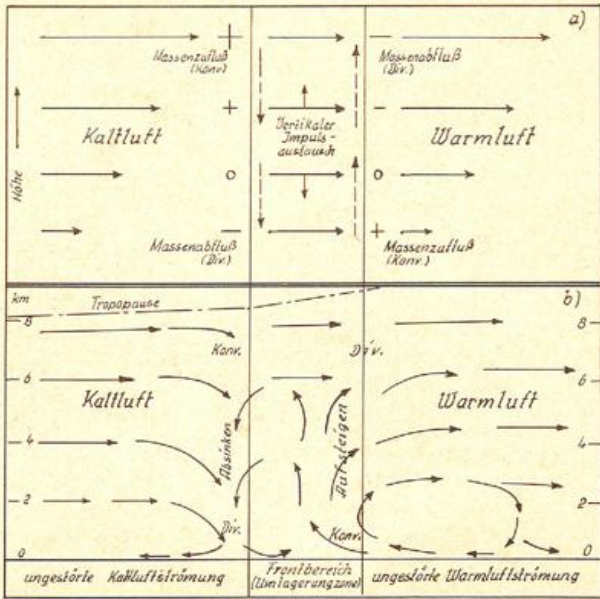


Abb. 34

a) Entstehung von Massenzufluss (Konvergenz) und Massenabfluss (Divergenz) in einer konvektiven Umlagerungszone
 b) Daraus abgeleitetes Zirkulationsschema einer aktiven Kaltfront

den gestrichelten Pfeilen dargestellten Vertikalbewegungen zur Folge, und zwar Hebung vor der Konvektionsfront und Absinken dahinter.

Somit besteht der Bereich der aktiven Kaltfront aus einer präfrontalen Hebungszone in der Warmluft, der Umlagerungszone und einem postfrontalen Absinkgebiet in der Kaltluft. Die Abb. 34b wendet dieses Schema auf das Strömungsfeld einer aktiven Kaltfront mit den entsprechenden Vertikalbewegungen an.

Je nach der Schichtung der Warmluft und der frontalen Umlagerungszone kann man 3 Typen von aktiven Kaltfronten unterscheiden, die recht verschiedene Bewölkungs- und Niederschlagsverhältnisse aufweisen:

- 1) stabiler Typ (Winter)
 Warmluft stabil mit Schichtbewölkung
 Frontbereich stabil mit Schichtbewölkung
- 2) Haupttyp (alle Jahreszeiten)
 Warmluft stabil mit Schichtbewölkung
 Frontbereich labil mit Konvektionswolken
- 3) labiler Typ (Sommer)
 Warmluft labil mit Konvektionswolken
 Frontbereich labil mit Konvektionswolken.

Die Abb. 35 zeigt Vertikalschnitte durch die drei genannten Kaltfronttypen.

10.2.1.1. Stabiler Typ der aktiven Kaltfront

Im Winter ist im allgemeinen sowohl die Warmluft als auch die Rückseitenkaltluft einer Zyklone durch die stabilisierende Wirkung des kalten Festlandes stabil geschichtet, so daß auch der Frontbereich keine hochreichenden labilen Umlagerungen erfährt und somit im präfrontalen wie im frontalen Bereich der Kaltfront Schichtbewölkung vorherrscht (Abb. 35a).

Das Bewölkungsfeld beginnt mit Altostratus und Altostratus, manchmal auch Cirrostratus, und sinkt im Frontbereich immer mehr ab zu Nimbostratus, oft von Pannusfetzen begleitet. Der Altostratus und Nimbostratus sind mit gleichmäßigem Regen- oder Schneefall verbunden, der im Frontbereich eine Verstärkung erfährt. In der postfrontalen Absinkzone reißt die Be-

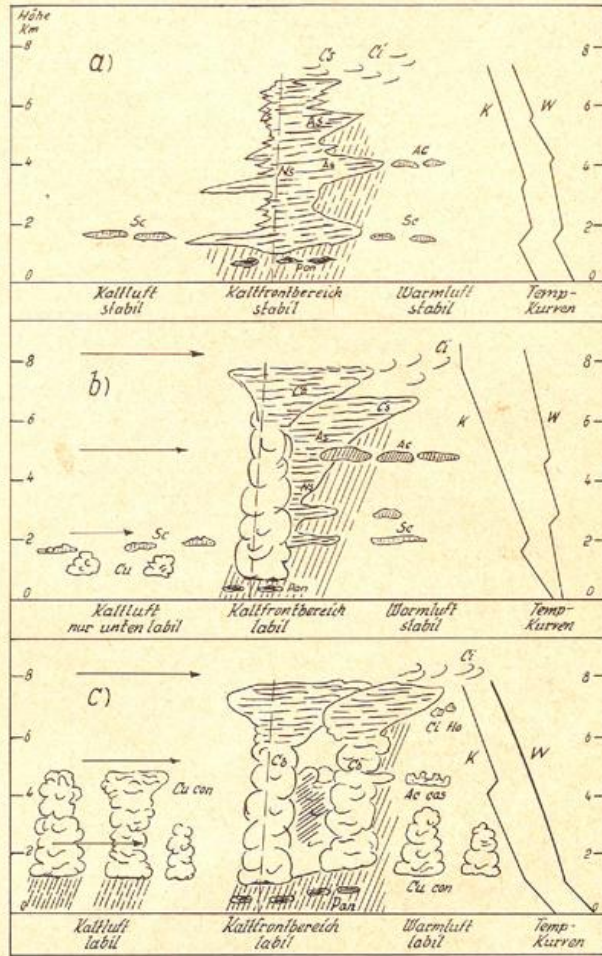


Abb. 35

Vertikalschnitt durch eine aktive Kaltfront
 a) stabiler Typ b) Haupttyp c) labiler Typ

wölkung auf und der Niederschlag läßt nach. Dieses Bewölkungs- und Niederschlagsfeld ähnelt der Warmfront. Seine horizontale Ausdehnung ist jedoch bei allen aktiven Kaltfronten um eine bis zwei Größenordnungen geringer als bei einer Warmfront und beträgt nur etwa 10—100 km.

Im Winter kann das obere Bewölkungsfeld dieser Kaltfront bei Vorhandensein einer extremen Bodenkaltluftschicht durch eine dichte Hochnebeldecke unter der Inversion verdeckt sein. Dann erkennt man den Frontdurchgang von unten nur im Frontregen und im Luftdruckgang. Auch das postfrontale Aufheuern ist nicht sichtbar. Man kann in einem solchen Fall auch von einer Höhenkaltfront sprechen (s. Abschn. 10.2.1.4.). Führt in einem solchen Fall die präfrontale Windauffrischung zu einer turbulenten Beseitigung der Bodenkaltluft, dann bringt die Kaltfront eine Erwärmung, sie wird zu einer „maskierten“ Kaltfront. Das Stratus löst sich dann vor der Front auf, so daß die postfrontale Aufheuerung erkennbar wird und mit einer markanten Sichtbesserung verbunden ist.

10.2.1.2. Haupttyp der aktiven Kaltfront

Beim Haupttyp der aktiven Kaltfront ist die Warmluft stabil geschichtet, aber der Frontbereich labil (Abb. 35 b). Dieser Typ kommt in allen Jahreszeiten vor. Da die Warmluft stabil geschichtet ist und oft durch Inversionen einen mehrschichtigen Temperatur- und Feuchteaufbau besitzt, erscheinen in der präfrontalen Hebungszone der Warmluft oft schichtförmige Wolkenfelder, beginnend mit Cirrus, der zum Teil auch durch

den starken Höhenwind aus den frontalen Cumulonimben herausgetragen wird. Es folgen Cirrostratus, Alto-cumulus oder Altostratus und schließlich die konvektive Umlagerungsfront mit Cumulonimbus. Der Altostratus liefert gleichmäßige Regen- oder Schneefälle, welche sich beim Durchgang der Cumulonimbusfront schauerartig verstärken und bei besonders hochreichender Labilität im Frontbereich auch mit Hagel oder Gewittertätigkeit verbunden sein können. Die Niederschlagswolken sind infolge der Feuchteanreicherung durch den verdunsteten Niederschlag in Verbindung mit der Bodenturbulenz meist von Pannus-Wolken begleitet. Die postfrontale Absinkzone führt zu einer plötzlichen Aufheiterung hinter der Bodenfront. Das weitere postfrontale Wettergeschehen hängt ganz von der Schichtung der Kaltluft und der Zyklonalität der Strömung ab. Zyklonale Isobaren in der Kaltluft sind im allgemeinen mit Schauerwetter verbunden. Antizyklonale Isobarenkrümmung ist mit divergenter Bodenströmung und Absinken verknüpft, das die Schauer-tätigkeit unterdrückt, weil die Cumuluswolken durch entstehende Absinkinversionen nicht mehr bis ins Vereisungsniveau vorstoßen.

10.2.1.3. Labiler Typ der aktiven Kaltfront

Der labile Typ der Kaltfront erfordert eine feuchtlabile Schichtung der Warmluft; auch der Frontbereich ist labil geschichtet (Abb. 35 c).

Dieser Typ der aktiven Kaltfront kommt bevorzugt in der warmen Jahreszeit vor, wenn die Warmluft über dem Festland durch Aufsteigen von unten labilisiert wird. Sie ist am häufigsten, wenn die präfrontale Warmluft einen längeren Weg über das erhitzte Festland zurücklegen mußte, für Mitteleuropa also bei einer von Spanien über Frankreich nach Nordosten verlaufenden Frontalzone an der Ostflanke eines Höhentrog vor der westeuropäischen Küste und an der Westflanke eines Höhenkeiles über Mitteleuropa. Begünstigt wird die Labilisierung noch dadurch, daß diese Gebiete mit einer zyklonalen Krümmung und einer Zunahme antizyklonaler Krümmung der Strombahnen verbunden sind und darum bevorzugte Orte für Zyklongese darstellen.

Da die Warmluft labil geschichtet ist, führt die präfrontale Hebung bereits zu Konvektionswolken im hohen und mittelhohen Stockwerk, zu Castellanus- und Floccuswolken oder manchmal chaotisch aussehendem Himmel, während vom Boden her tagsüber infolge der Einstrahlung Cumuluswolken immer höher wachsen. Wenn sie Anschluß an die obere Advektionslabilität gewinnen, schießen sie zu mächtigen präfrontalen Schauer- oder gar Gewittertürmen hoch. Es folgen den präfrontalen Konvektionswolken die frontalen Cumulonimben der labilen Umlagerungszone. Die Wettererscheinungen sind dabei im allgemeinen heftiger als beim Haupttyp und sehr oft mit starken Gewittern und stürmischen Windböen verbunden.

Nicht selten verlagern sich die fronthaften Erscheinungen in die bereits geschilderte präfrontale Umlagerungszone, die sich dann zu einer der Kaltfront voraus-eilenden, selbständigen Gewitter- und Böenlinie entwickelt, im englisch-amerikanischen Sprachgebrauch als „Squalline“ bekannt. Diese Böenlinie kann der ursprünglichen Kaltfront bis mehrere 100 km voraus-eilen, sie entwickelt dann die intensivsten Wettererscheinungen, wobei in Europa verheerende Tromben und in Amerika die gefürchteten Tornados auftreten. Beim Durchgang der Böenlinie erfolgt allgemein ein deutlicher Temperaturrückgang, der nicht durch Advektion kälterer Luft, sondern durch die in den Gewittern herabstürzenden Eis- und Regenmassen zustandekommt,

die nicht nur die tieferen Temperaturen der höheren Schichten mitbringen, sondern auch zur Abgabe einer großen Schmelz- und Verdunstungswärme führen. Die Feuchttemperatur (Temperatur des feuchten Thermometers) erfährt dabei keine wesentliche Änderung, während sie bei einem echten Kaltfrontdurchgang deutlich absinkt.

Die Böenlinie schafft sich wie die bereits geschilderte frontale Umlagerungszone infolge des damit verbundenen vertikalen Impulsaustausches ihr eigenes Druckfallgebiet vor der Front- und ein Steiggebiet dahinter. Es bildet sich so ein Druckminimum an der Böenlinie aus. Der nachfolgende Druckanstieg überlagert nicht selten die ursprüngliche Kaltfront und schwächt ihre Erscheinungen so stark ab, daß die Kaltfront bei der Analyse der Wetterkarte nicht selten zur vorderen Tiefdruckrinne und Konvergenzlinie verlagert wird. Es ergeben sich dann erheblich übergradientische Verlagerungsgeschwindigkeiten der Kaltfront von einer Wetterkarte zur anderen. Da solche Böenfronten eine Erscheinung der fortschreitenden Labilisierung in der Höhe sind, zeigen ihre Vorboten, die Castellanus- und Floccuswolken, eine hohe Wahrscheinlichkeit für ihre Entwicklung in den Nachmittagsstunden an.

Auch der labilen aktiven Kaltfront folgt eine postfrontale Aufheiterung, sofern als eigentliche Kaltfront nicht die präfrontale Böenlinie betrachtet wird. Das postfrontale Wettergeschehen in der Kaltluft hängt wiederum vom Grad ihrer Stabilität und der Zyklonalität ihrer Strömung ab.

10.2.1.4. Höhenkaltfront

Die Höhenkaltfront stellt einen Sonderfall der aktiven Kaltfront dar. Bei geeigneten vertikalen Windverteilungen kann es vorkommen, daß Kaltluft nur in der Höhe herangeführt wird, während in den tieferen Schichten die Warmluft erhalten bleibt.

Das ist zum Beispiel der Fall, wenn der Wind in den unteren Schichten parallel zu den Isothermen verläuft und darüber nach links dreht. Verstärkt wird dieser Vorgang dann, wenn der Wind in den tieferen Schichten sogar eine Komponente von warm nach kalt besitzt und in der Höhe nach links dreht. Es kommt dabei zu einer Labilisierung in dieser oberen Zone, die aber nur dann bis zum Boden durchdringt, wenn die Warmluft labil geschichtet ist (labile aktive Kaltfront). Besitzt die Warmluft kräftige Absinkinversionen, wie z. B. an der Westflanke eines stationären Hochs, dann kann sich die Labilisierung nicht bis zum Boden durchsetzen und das Vordringen der Kaltluft mit ihren labilen Umlagerungen findet nur in der Höhe statt. Dringt eine Höhenkaltfront in Gebiete mit labiler Bodenwarmluft vor, dann kann sie sich zunehmend nach unten ausbreiten, und es kann sich eine ursprünglich harmlose Höhenkaltfront zu einer heftigen Unwetterfront umwandeln.

Die Wolken der Höhenkaltfront entsprechen dem oberen Teil einer stabilen Kaltfront oder dem Haupttyp. Da sie sich auf höhere Schichten beschränken, erreichen die Niederschläge nicht immer den Erdboden. Das Niederschlagsfeld ist weniger breit und nicht so intensiv. Bei stärkerer Labilität im Frontbereich sind bei der Höhenkaltfront nach Art des Haupttyps Höhengewitter möglich, die oft auch nachts infolge Ausstrahlungslabilisierung an der Wolkenobergrenze andauern.

10.2.2. Die passive Kaltfront

Die passive Kaltfront besitzt keine Zunahme der frontsenkrechten Komponente des Windes mit der Höhe. Darum entfällt dort das Voraus-eilen der Kaltluft in

der Höhe und die Labilisierung unmittelbar vor der Front, es schiebt sich vielmehr die Kaltluft keilförmig unter die Warmluft und zwingt sie zu passivem Aufgleiten. Voraussetzung ist, daß die Kaltfront sich rascher bewegt als die Warmfront. Je nach der Schichtung der Warmluft kann man hier zwei Typen von passiven Kaltfronten unterscheiden: 1) stabiler Typ (Winter), Warmluft stabil geschichtet (Abb. 36 a); 2) labiler Typ (Sommer), Warmluft labil geschichtet (Abb. 36 b).

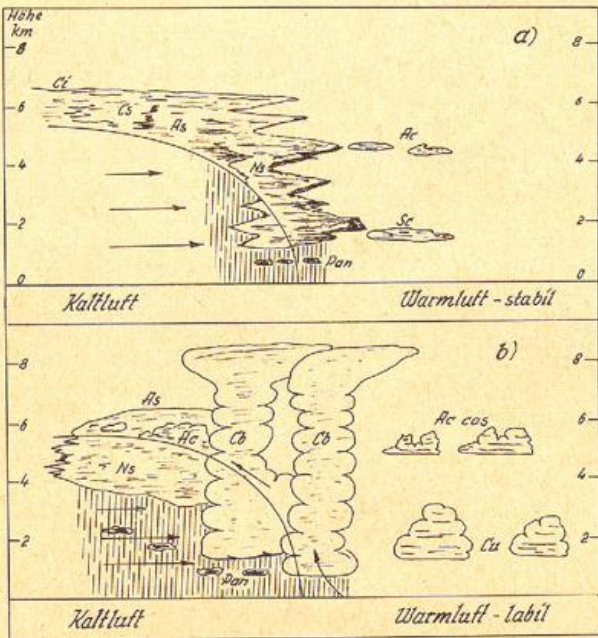


Abb. 36
Vertikalschnitt durch eine passive Kaltfront
a) stabiler Typ b) labiler Typ

10.2.2.1. Stabiler Typ der passiven Kaltfront

Die Warmluft besitzt bei diesem Typ (Abb. 36 a) einen schichtförmigen Aufbau mit mehreren Inversionen, unter denen die Luftfeuchtigkeit am größten ist. Bei beginnender Hebung der Warmluft bilden sich in diesen feuchten Schichten die ersten Alto-cumulus- und Strato-cumulusbänke, die zunehmend mächtiger werden und hinter der Front zu einem mächtigen Nimbostratus zusammenwachsen. Daraus fällt schwacher bis mäßiger anhaltender Regen oder Schnee, der die bodennahen Luftschichten durch Verdunstung mit Feuchtigkeit anreichert und so in Verbindung mit der Bodenturbulenz oft Schlechtwetterfetzen (pannus) bildet. Mit zunehmendem Abstand von der Front hebt sich die Bewölkung an und wird dünner. Der Nimbostratus geht in einen Altostratus über, der sich allmählich in einzelne Alto-cumulusfelder auflöst. Der Niederschlag wird schwächer und läßt langsam nach. Durch abziehenden Cirrostratus oder Cirrus scheint schließlich die Sonne wieder durch. Es ergibt sich so beim stabilen Typ der passiven Kaltfront ein umgekehrtes Bild in der Wolken- und Niederschlagsfolge wie bei der Warmfront, wobei das Schlechtwettergebiet hinter der Kaltfront liegt und die horizontale Erstreckung wesentlich geringer ist.

Dieser stabile Typ der passiven Kaltfront kommt hauptsächlich bei Westwetter und besonders in der kalten Jahreszeit vor, weil dann die über den Atlantik zu uns kommende Warmluft stabil geschichtet ist.

10.2.2.2. Labiler Typ der passiven Kaltfront

Bei diesem Kaltfronttyp (Abb. 36 b) ist die Warmluft feuchtlabil geschichtet. Das ist fast nur in der warmen Jahreszeit bei südwestlicher bis südlicher Höhenströmung

der Fall, so daß feuchte Warmluft von Südwesten bis Südosten einströmt und über dem Festland stark überhitzt wird. Die an der Kaltfront zum Aufsteigen gezwungene Warmluft schießt nach Erreichen des Hebungskondensationsniveaus (HKN) oft bis zur Tropopause hoch und bildet eine mächtige Cumulonimbuswand mit Schauer- oder Gewitterniederschlägen. Die der Cumulonimbusfront folgende Abwindzone reicht oft nicht aus, die Wolkendecke an der Aufgleitfront aufzureißen, da weiteres Aufgleiten an dem Kaltluftkeil dem entgegenwirkt, so daß es nur zu einem vorübergehenden Abschwächen oder Nachlassen der Niederschläge kommt. Außerhalb der Abwindzone unmittelbar hinter der ersten Cumulonimbusfront können neue Cumuluszellen bis in Vereisungshöhen hochschießen und so weitere Schauer- oder Gewitterherde bilden. Über allmählich dünner werdenden Nimbostratus, Altostratus und Altocumulus setzt schließlich Wetterbesserung ein.

10.3. Okklusionsbewölkung und -wettererscheinungen

Es wurde bereits gezeigt, daß die Kaltfront einer Zyklone schneller fortschreitet als die vorausgehende Warmfront, und daß dadurch der zwischen beiden Fronten liegende Warmsektor zunehmend eingeschnürt wird, bis Vorder- und Rückseitenkaltluft aneinander grenzen und die Warmluft vom Boden abgehoben wird. Die neue Grenzfläche zwischen den beiden Kaltluftmassen nennt man Okklusionsfläche und ihre Schnittlinie mit der Erdoberfläche die Okklusionsfront. Der Punkt an der Erdoberfläche, bis zu dem der Okklusionsprozeß vom Zentrum der Zyklone bereits fortgeschritten ist, wo also Kaltfront und Warmfront sich wieder trennen, ist der Okklusionspunkt. Vor Beginn des Okklusionsprozesses liegt er im Zentrum der Zyklone.

Durch den Okklusionsprozeß wird die Warmluft zunehmend durch Kaltluft ersetzt, bis die ganze Zyklone mit Kaltluft angefüllt ist. Es wurde ferner bereits darauf hingewiesen, daß man je nach der thermischen Beschaffenheit der beiden aneinandergrenzenden Kaltluftmassen zwei Arten von Okklusionen unterscheidet (Abb. 37):

- 1) Warmfrontokklusion, wenn die Rückseitenkaltluft wärmer ist als die Vorderseitenkaltluft,
- 2) Kaltfrontokklusion, wenn die Rückseitenkaltluft kälter ist als die Vorderseitenkaltluft.

Zum Okklusionsprozeß gehört eine aktiv vordringende Kaltluft mit Windzunahme in der Höhe, denn nur sie ist infolge ihres Voreilens in der Höhe und der damit verbundenen Labilisierung in der Lage, als Konvektionswalze die Wirkung der Bodenreibung abzuschwächen und darum schneller fortzuschreiten als die Warmfront.

Die Okklusion stellt demnach eine Vereinigung einer Warmfront und einer aktiven Kaltfront dar, wobei diese bei einer Warmfrontokklusion als wärmere Kaltluft (WK) über die kältere Vorderseitenkaltluft (KK) aufgleitet (Abb. 37 a) und bei einer Kaltfrontokklusion als kältere Kaltluft (KK) in die wärmere Vorderseitenkaltluft (WK) einbricht (Abb. 37 b).

10.3.1. Warmfrontokklusion

Die Warmfrontokklusion (Abb. 37 a) tritt im allgemeinen nur in der kälteren Jahreszeit auf, wenn die Vorderseitenkaltluft der Zyklone über dem Festland eine starke Bodenabkühlung erfährt und die Rückseitenkaltluft aus maritimer Polarluft besteht, die dann wesentlich wärmer sein kann. Der Durchgang dieser Okklusion ist darum mit einer Erwärmung verbunden.

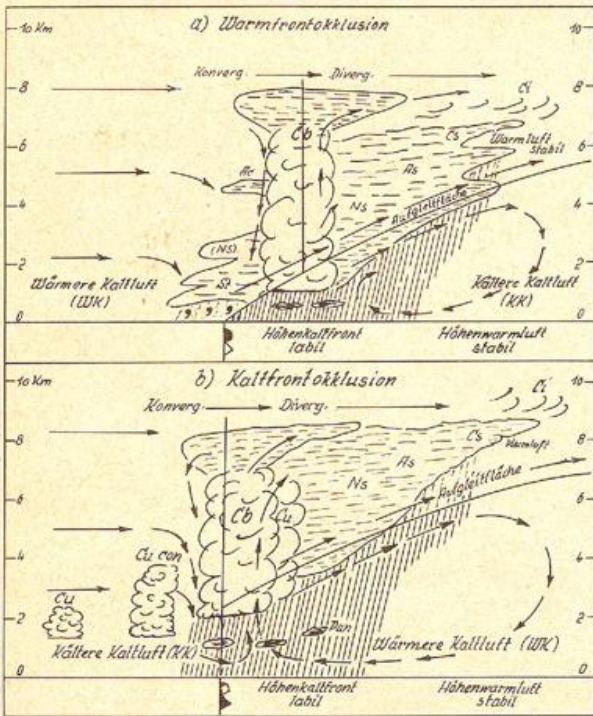


Abb. 37
Vertikalschnitt durch eine Okklusionsfront
a) Warmluftokklusion b) Kaltluftokklusion

Auch bei der Warmfrontokklusion eilt die Rückseitenkaltluft in der Höhe voraus. Sie labilisiert aber nur die aufgleitende Warmluft. An der kälteren Vorderseitenkaltluft gleitet sie selbst auf, so daß die konvektive Umlagerungsfront nur bis zur Obergrenze der Vorderseitenkaltluft herabreicht und darum eine Höhenkaltfront darstellt, die dort eine Abkühlung bringt. Vor dieser Höhenkaltfront liegt der Wolkenschirm der bei der Abhebung aufgleitenden Warmluft, und dahinter folgt die Aufgleitfläche der wärmeren Rückseitenkaltluft. Die Aufgleitbewegung ist aber stark von dem postfrontalen Absinken der Höhenkaltfront überlagert, so daß keine hochreichende Wolkendecke in dieser Aufgleitfläche entsteht. Als Wolkenfolge ergibt sich daraus: Cirrus, Cirrostratus, Altostratus, manchmal Nimbostratus, Cumulonimbus mit Pannus und Stratus.

Da im Winter die Luftmassen über dem Festland stabilisiert werden, fehlt nicht selten der Cumulonimbus, an seiner Stelle bildet sich ein Nimbostratus. Die entsprechenden Niederschläge bestehen aus anhaltendem leichtem Regen oder Schnee, die sich im Bereich der Höhenkaltfront schauerartig verstärken. Sie gehen dann über leichten Regen zu Sprühtregen über und hören beim Frontdurchgang am Boden oder sogar schon davor auf. Mit fortschreitendem Okklusionsprozeß wird auch bei der Warmfrontokklusion der Aufgleitschirm der abgeschnittenen Warmluft in der Höhe und das zugehörige Niederschlagsfeld immer schmäler.

10.3.2. Kaltfrontokklusion

Die Kaltfrontokklusion ist der häufigste Okklusionstyp (Abb. 37 b). Er tritt im Sommer fast ausschließlich und in den Übergangsjahreszeiten überwiegend auf. Es ist dann die maritime Rückseitenkaltluft einer Zyklone kälter als die über dem Festland erwärmte Vorderseitenkaltluft, so daß mit Durchgang der Okklusionsfront ein Temperaturrückgang stattfindet.

Die kältere Rückseitenkaltluft eilt in der Höhe voraus und labilisiert sowohl die dort noch lagernde Warmluft als auch die eingeholte Vorderseitenkaltluft am Boden.

Ihr Einbrechen ist darum mit einer vom Boden bis in große Höhen reichenden konvektiven Umlagerung verbunden. Vor der konvektiven Umlagerungsfront befindet sich in der Höhe noch die Aufgleitfläche der vom Boden abgeschnittenen Warmluft.

Bewölkungsmäßig setzt sich die Kaltfrontokklusion darum aus dem verkürzten Aufgleitschirm der aufgleitenden Warmluft und der konvektiven Umlagerungsbewölkung der einbrechenden Kaltluft zusammen. Es ergibt sich als Wolkenfolge: Cirrus, Cirrostratus, Altostratus, Nimbostratus, Cumulonimbus und Pannus. Bei fortschreitendem Okklusionsprozeß wird das Wolkenfeld der aufgleitenden Warmluft immer mehr von hinten aufgerollt, bis schließlich nur noch hohe Bewölkung übrig bleibt. Die Kaltfrontokklusion hat sich dann in eine echte Kaltfront umgewandelt.

Das Niederschlagsfeld der Kaltfrontokklusion setzt sich (genauso wie das Wolkenfeld) aus dem Warmfrontniederschlag und dem anschließenden Niederschlag der aktiven Kaltfront zusammen. Es besteht aus Regen oder Schnee und verstärkt sich im Frontbereich schauerartig. Im Sommer ist der Frontdurchgang manchmal mit Gewitter und Hagel verbunden.

Sowohl die Wolken als auch die Niederschläge einer Kaltfrontokklusion ähneln sehr denen des Haupttyps der aktiven Kaltfront (Abb. 35 b), ihre präfrontale Ausdehnung ist jedoch größer. Da die abgehobene Warmluft im Sommer labile Schichtung besitzen kann, ist auch der Fall einer labilen Kaltfrontokklusion möglich, die sich aus einer labilen Warmfront und einer labilen aktiven Kaltfront zusammensetzt. In diesem Fall ist aber bereits der Ns von Cb durchsetzt, der Niederschlag ist zeitweise schauerartig.

10.4. Wolkenbildung und Wettererscheinungen an Konvergenzen in einheitlichen Luftmassen

Bereits bei der Behandlung des Windes (4.2.) war auf die Bedeutung von Konvergenzen des Strömungsfeldes für das Wettergeschehen hingewiesen worden. Eine echte Massenkongruenz ist in der Atmosphäre stets dort vorhanden, wo in ein Raumelement mehr Luft einströmt als abfließt. Der dadurch entstehende Stau kann nur dadurch beseitigt werden, daß Luft nach oben oder nach unten abfließt. An der Erdoberfläche kann aber die Luft nur nach oben abströmen. Deshalb treten an allen echten Konvergenzlinien Vertikalbewegungen nach oben, also Hebungen auf. Die wichtigsten und auch häufigsten Konvergenzlinien sind die vorher eingehend beschriebenen Fronten aller Arten, die nach Definition zwei verschieden geartete Luftmassen gegeneinander abgrenzen.

Es gibt aber auch Gebiete innerhalb von einheitlichen Luftmassen, an denen die Strömung zusammenläuft und einen Sprung in der Strömungsrichtung, eine Unstetigkeit des Windes erkennen läßt. Diese schmalen Gebiete nennt man Konvergenzlinien im engeren Sinne. Wir wollen im folgenden 3 Arten von Konvergenzlinien in einheitlichen Luftmassen betrachten:

- 1) Tiefdruckrinne
- 2) Trogachse
- 3) Konvergenzen innerhalb von Kaltlufttropfen.

10.4.1. Tiefdruckrinne zwischen zwei Hochdruckgebieten

Es wurde bereits bei der Betrachtung des Windes darauf hingewiesen, daß infolge der Bodenreibung die Luft aus einem Hochdruckgebiet seitlich ausströmt. Liegen nun in einer einheitlichen Luftmasse zwei Hochdruckgebiete nebeneinander, so strömt in den zwischen ihnen

liegenden Bereich tieferen Drucks, in die Tiefdruckrinne, Luft aus beiden Hochdruckgebieten hinein, es entsteht eine echte Strömungskonvergenz (Abb. 38 a), die Bodenluft wird zum Aufsteigen gezwungen. Da die Wetterwirksamkeit sich hierbei meist nur auf die Reibungsschicht (bis 1500 m) erstreckt, kommt es nur zur Wolkenbildung, deren Art von der Schichtung der Luftmasse abhängt, also treten St, Sc oder Cu auf.

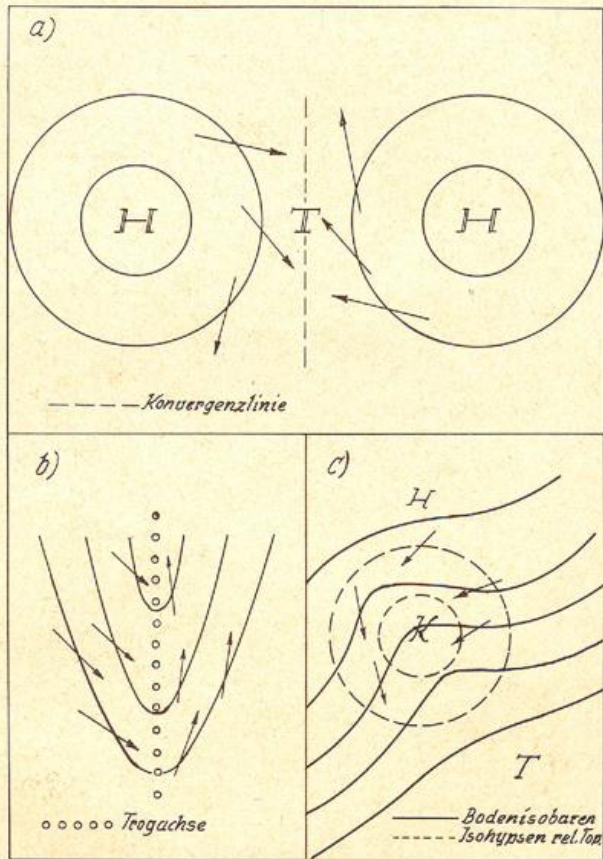


Abb. 38
Konvergenzlinien:

- a) Konvergenzlinie zwischen zwei Hochdruckgebieten
- b) Trogachse
- c) Kaltlufttropfen mit Bodenströmungskonvergenz

10.4.2. Trogachse

Sehr viel hochreichender und wirksamer sind die Konvergenzlinien innerhalb von Trögen, die Trogachsen, welche die tiefsten Druck- bzw. Höhenwerte miteinander verbinden (Abb. 38 b). Im Bereich eines Trogs, der aus hochreichender Kaltluft besteht und deshalb vor allem in den relativen Topographien der mittleren und höheren Schichten der Troposphäre zu erkennen ist, herrscht ausgesprochen schlechtes Wetter. Die Schichtung ist meist feuchtlabil, so daß hochreichende Quellbewölkung auftritt, deren einzelne Konvektionszellen miteinander verwachsen und so vom Boden aus als einheitliche dunkle Bewölkung in Erscheinung treten. Die Niederschläge haben Schauercharakter, es kann auch in der kalten Jahreszeit zu Gewitterbildung kommen. Allerdings ist im Winter die Schichtung der Kaltluft über dem Festland stabiler als in den übrigen Jahreszeiten, so daß auch Schichtbewölkung mit gleichmäßigerem Niederschlag auftreten kann. Im Bereich der stärksten Isobaren- bzw. Isohypsenkrümmung, das heißt in der Nähe der Trogachse, treten die stärksten Winde auf, die bis zur Sturm- und Orkanstärke anwachsen können. Diese Umbiegungsstellen sind als besonders gefährlich zu beachten.

10.4.3. Kaltlufttropfen

Wenn auch die Kaltlufttropfen nicht als geschlossene Isobarengebiete in der Bodenwetterkarte sichtbar werden, so verursachen sie doch stets eine mehr oder weniger starke zyklonale Krümmung der Bodenisobaren und damit ein Einströmen von Luft in den Bereich unterhalb des Kaltlufttropfens (Abb. 38 c). Es setzen Vertikalbewegungen ein, die Anschluß an die darüber liegenden labil geschichteten Kaltluftmassen finden und nun zu weiterem feuchtlabilem Ansteigen führen. Die Folge dieser meist feuchtlabilen Aufgleitbewegung sind mächtige Wolkenbildungen, die denen innerhalb eines Troges ähnlich sind. Neben Schichtbewölkung mit Konvektionserscheinungen an den Obergrenzen treten aufgetürmte Cumuluswolken (Cu con) und Cumulonimben (Cb) auf. Oft zeigt, vor allem im Winter, die Vorderseite eines langsam wandernden Kaltlufttropfens Kaltfrontcharakter mit starker Konvektion und Schauerbildung, die Rückseite dagegen Aufgleiterscheinungen der in der Höhe schneller nachströmenden und damit aufgleitenden wärmeren Luft. Wegen des langsamen Wanderns herrscht im Bereich von Kaltlufttropfen häufig längere Zeit schlechtes Wetter mit starker Bedeckung und anhaltenden Niederschlägen. Die bekannten Großschneefälle Süddeutschlands sind meist auf Kaltlufttropfen zurückzuführen.

11. Besondere Wettererscheinungen

11.1. Gewitter

11.1.1. Erscheinungsform des Gewitters

Als Gewitter bezeichnet man jede elektrische Erscheinung in der Atmosphäre, bei der Blitz und Donner oder auch Donner allein entstehen, da der Blitz manchmal nicht gesehen wird. Gewitter treten nur in Verbindung mit Cumulonimbuswolken auf, da zu ihrer Entstehung starke Vertikalbewegungen und eine große Anzahl von Wassertröpfchen und Eiskristallen benötigt werden.

a) Blitz

Der Blitz ist eine Lichterscheinung, die durch eine elektrische Entladung zwischen zwei Gebieten mit sehr großer Spannungsdifferenz entsteht, entweder als Erdentladung zwischen Wolke und Erde oder als Wolkenentladung innerhalb einer Gewitterwolke (Wolken- und Flächenblitz) oder aber als Luftentladung von der Gewitterwolke in den Luftraum. Das normale elektrische Spannungsgefälle in Bodennähe beträgt 1 Volt pro cm. In Gewitterwolken können sich durch Ladungstrennung sehr große Spannungsunterschiede zwischen den einzelnen Wolkenteilen und zwischen der Erdoberfläche ausbilden. Wenn die Spannungsdifferenz schließlich das Durchschlagspotential von etwa 30 000 Volt pro cm überschreitet, erfolgt eine plötzliche Entladung durch die Luft in einer Zeitspanne von einigen Zehntelsekunden.

Bei einer Entladung zwischen Wolke und Erde setzt sich elektrische Ladung abwärts lawinenartig in Bewegung und dringt mit einer Geschwindigkeit von 50 000 km/sec in Schritten von 50 — 100 m mit dazwischenliegenden Pausen von 100 Mikrosekunden vor. Dieses Vordringen der Ladungswolke nennt man Vorentladung. Ist sie auf 15 bis 30 m an die Erdoberfläche herangekommen, dann erfolgt eine plötzliche, starke Entladung auf der Bahn der Vorentladung von der Erde zur Wolke, die sogenannte Hauptentladung. Dabei kann die Stromstärke in weniger als 10 Mikrosekunden einen Spitzenwert von 200 000 Ampère erreichen. Diese enorme Stromstärke führt zu einer so starken Erhitzung und Ionisation der Luft im Entladungskanal, daß er als helle Lichterscheinung aufleuchtet und unter günstigen Voraussetzungen

gen bis 150 km Entfernung sichtbar ist. Oft folgen der Hauptentladung in demselben Blitzkanal im Abstand von wenigen Hundertstelsekunden mehrere Nachentladungen.

b) Donner

Der Donner ist ein krachendes oder rollendes Geräusch bei einem Blitz. Durch die starke Erhitzung der Luft im Blitzkanal dehnt sie sich dort explosionsartig aus und erzeugt eine Luftwelle, die sich als Schall mit Schallgeschwindigkeit ausbreitet und kanonenschußartig hörbar ist. Das Donnerrollen kommt durch Reflexion des Schalles an der Erdoberfläche, an Wolken oder auch an Inversionsschichten der Atmosphäre zustande. Es kann 30 bis 40 Sekunden und darüber betragen.

Das Zeitintervall zwischen Blitz und Donner kann zur Schätzung der Entfernung des Gewitters dienen, da der Blitz sofort sichtbar ist, während der Donner sich mit Schallgeschwindigkeit, etwa 330 m/sec, fortpflanzt.

c) Entstehung der Gewitterelektrizität

Nach den bisherigen Erforschungen der Ladungsverteilung in der Gewitterwolke ergeben sich drei Raumladungszentren in der Gewitterwolke (Abb. 39).

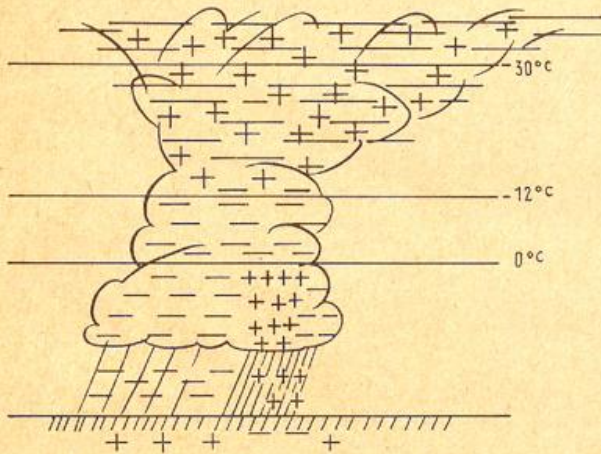


Abb. 39
Verteilung der elektrischen Ladungen im Cumulonimbus

Ein ausgedehntes positives Zentrum befindet sich im obersten Teil der Wolke und ein zweites, enger begrenztes unterhalb der 0° C-Grenze im Gebiet der stärksten Niederschläge. Der übrige Teil der Wolke ist negativ geladen, besonders im mittleren Teil oberhalb der 0° C-Grenze.

Eine eindeutige Erklärung für die Ladungstrennung und -verteilung in Gewitterwolken liegt noch nicht vor. Es sind verschiedene Theorien entwickelt worden, die eine Erklärung liefern. Die bekanntesten Theorien sind die Ionenfangtheorie von Wilson und die Zersprühtheorie von Simpson, die auf dem Lenard-Effekt beruht.

Wilson betrachtet die Gewitterwolke als ein Dielektrikum im Kondensator Erde-Luft. Die Erde ist die negative Kondensatorplatte, die Ionosphärenschichten die positive. In diesem elektrischen Kraftfeld bewegen sich die positiven Ionen abwärts und die negativen aufwärts. Außerdem werden die darin schwebenden Tropfen durch Influenz polarisiert mit positiver Ladung an der Unterseite und negativer Ladung an der Oberseite. Die aufsteigenden Tropfen fangen darum durch die anziehende Wirkung entgegengesetzter Ladungen die sich abwärts bewegenden positiven Ionen

ein und befördern so positive Ladung in den obersten Teil der Gewitterwolke. Die fallenden Niederschlagsteile fangen aufsteigende negative Ladung ein und führen so zu der negativen Ladung des mittleren und unteren Wolkenteils.

Die Theorie von Simpson geht davon aus, daß Tropfen bei Überschreiten eines Durchmessers von über 5 mm zerplatzen müssen. Dabei sind die kleinen ab-spritzenden Teilchen der Oberflächenschicht nach dem Lenard-Effekt negativ geladen, während die größeren Resttropfen positive Ladung aufweisen. Die größten Tropfen entstehen in der Gewitterwolke dort, wo große Niederschlags-elemente in fester Form, besonders Graupel- und Hagelkörner, schmelzen, also in der Abwindströmung unter der 0°-Grenze, wodurch das untere positive Ladungszentrum erklärt wird. Die negative Ladung verteilt sich durch Turbulenz seitwärts und aufwärts davon. Derselbe Effekt entsteht bei der Zersplitterung der fein verzweigten Eiskristalle, die sich im oberen Teil der Wolke oberhalb der -20°-C-Isotherme befinden. Die leichten negativen Splitterchen werden aus der Wolke hinausgetragen, und es bleibt im oberen Teil die positive Ladung der größeren Eiskristalle übrig.

Neuere amerikanische Experimente im Laboratorium haben gezeigt, daß Phasenübergänge bei der Ladungstrennung eine Rolle zu spielen scheinen. Es zeigt sich, daß zwischen Wasser und Eis ein elektrisches Potential entsteht, sobald stark verdünnte, wäßrige Lösungen gefrieren, wobei Eis eine negative Ladung erhält, während das Wasser positiv geladen ist. Günstige Bedingungen für die Ladungstrennung in Gewitterwolken bestehen darum dann, wenn Hagel- oder Graupelkörner mehr Wasser aufnehmen, als sofort gefrieren kann. Wenn dann nach dem Einsetzen des Gefriervorganges durch die Luftströmung etwas Wasser wieder weggerissen wird, dann besitzen diese Tröpfchen positive Ladung, die sie im Aufwind mit in den oberen Teil der Wolke tragen, während die größeren negativen Teilchen den mittleren und unteren Wolkenbereich anfüllen.

11.1.2. Einteilung der Gewitter

Die Voraussetzungen für die Entstehung einer Gewitterwolke (Cumulonimbus) sind (s. Abschn. 7.5.) eine hochreichend labil geschichtete Atmosphäre und ausreichend Wasserdampf. Die labile Schichtung kann durch Erwärmung der unteren oder durch Abkühlung der oberen Luftschichten erreicht werden.

Wird die Labilisierung und damit die Ausbildung einer Gewitterwolke durch Erwärmung von unten her ausgelöst, so entsteht ein Wärmegewitter, erfolgt die Abkühlung durch einen frontalen Vorgang in den oberen Schichten, kommt es zur Ausbildung von Frontgewittern.

a) Wärmegewitter

Wärmegewitter entstehen an Konvergenzen innerhalb von einheitlichen Luftmassen, wobei die am Boden erhitzte Luft zum Aufsteigen gezwungen wird. Sie treten dementsprechend vor allem in den Nachmittagsstunden der warmen Jahreszeit auf; über warmem Wasser sind jedoch die Abend- und Nachtstunden bevorzugt, wenn sich die höher gelegenen Luftschichten durch Wärmeausstrahlung an Wolkenoberflächen abkühlen.

b) Frontgewitter

In den gemäßigten Breiten sind Frontgewitter die häufigsten Formen der Gewittererscheinungen. Sie entstehen meist an aktiven Kaltfronten mit starker Abkühlung der höheren Luftschichten und können auch in der kalten Jahreszeit beobachtet werden. Seltenere sind die Warmfrontgewitter. Beim Aufgleiten

bereits feucht labil geschichteter Warmluft verstärkt sich der vertikale Temperaturgradient, da die Abkühlung infolge geringeren absoluten Wasserdampfgehalts in der Höhe stärker ist als in tieferen Schichten (Aufgleitgewitter). Es kann aber auch dann zur Ausbildung einer feucht labilen Schichtung kommen, wenn in mittleren Höhen eine feuchte Luftschicht eingeschoben wird, die sich bei Hebung feuchtadiabatisch, also weniger stark abkühlt als eine darüber liegende trockenere Luftschicht, deren Temperaturänderung trockenadiabatisch erfolgt. (Einschubgewitter bei latenter Labilität.) Diese Gewitterart hat ihre Basis in mittleren Höhen von 3000 bis 5000 m.

11.2. Trombe und Tornado

Die Trombe ist ein Wirbelwind, der durch einen Wolkenschlauch (tuba) an der Basis eines Cumulonimbus erkennbar ist. Die gleichzeitig auftretende Fußwolke besteht aus Wassertröpfchen, Staub, Sand oder anderen kleineren Teilchen, die von der Meeresoberfläche beziehungsweise vom Erdboden emporgerissen werden. Über See nennt man die Trombe auch „Wasserhose“ und über Land „Windhose“. Der Durchmesser einer Trombe reicht von wenigen Metern bis zu wenigen Hektometern. Unter Tornado versteht man einen heftigen Wirbelwind, der einen merklich größeren Durchmesser als eine Trombe hat und fast nur in Amerika auftritt.

Roßmann gibt in der Meteorologischen Rundschau 1958, Heft 2, eine Schilderung der Vorgänge in Tromben und Tornados, die hier wiedergegeben werden soll.

„Beide, sowohl Tornados wie Wasserhosen, sind atmosphärische Wirbel von einem Längen/Durchmesser-Verhältnis größer als 1. Sie fallen fast nur aus der Basis reifer Gewitterwolken heraus und erstrecken sich in recht kurzer Zeit von der Größenordnung einer Minute zum Erdboden herab. Im oberen Teil werden sie zuerst sichtbar durch einen Kondensationsprozeß, der sich ebenfalls abwärts ausbreitet. Auf diese Weise entsteht eine sich kegelförmig gegen die Erdbodenfläche verjüngende, in selteneren Fällen auch zylindrische Schlauchwolke (in der englischen Literatur „funnel“ oder „pendant cloud“). In seltener beachteten Fällen ist dieser Schlauch nur oben entwickelt und endet blind in der Luft. Aber ein abwärtsgerichteter Kondensationsprozeß und eine Form von annähernd rotationssymmetrischem Querschnitt kennzeichnet beide Erscheinungen. Der Schlauch kann sowohl horizontale Pendelungen ausführen, als auch sich in seiner Länge bald ausdehnen, bald verkürzen, endlich Hüpfbewegungen am und über dem Boden ausführen.

Am Boden bildet sich nicht selten gleichzeitig, d. h. noch bevor die Schlauchwolke dort auftritt, eine Wolke von sehr viel größerem Durchmesser, welche die Verlängerung der Achse des Schlauches oder diesen selbst ringförmig umgibt und in Struktur, Farbe und Dichte deutlich von ihm verschieden ist. Diese „Fußwolke“ baut sich von unten nach oben auf und zwar nicht aus Wolkenelementen, sondern aus fremdem Material, Teilchen, welche der Unterlage entstammen. Über Land besteht die Fußwolke überwiegend aus Staub und Steinen, gegebenenfalls auch aus Halmen, Blättern und Zweigen, nach Passieren menschlicher Kulturstätten auch aus Trümmern von Gegenständen des Zerstörungsweges. Über See ist die Fußwolke stets eine Kaskade aus größeren bis zu sehr feinen Wassertropfen, die fast immer mehr senkrecht und zusammengefaßt entwickelt ist als die entsprechende Erscheinung über Land. Diese Wasserstaubwolke besteht offenbar aus zerstie-

bendem Seewasser; sie ist also ein besonders hochreichender und in auffallend regelmäßiger Form auftretender Gischt um den Schlauch herum anzusehen. Sowohl diese Gischtwolke wie auch die Staubwolke der Tornados kann bis zu 100 Metern und mehr emporwachsen.“

Über die Entstehung von Tromben und Tornados gehen die Meinungen auseinander. Raethjen glaubt, daß der Wirbel durch besonders stark aufstrudelnde, sehr feuchte Warmluft verursacht wird. Im Bereich der aufstrudelnden Luft entsteht eine Zone starken Druckfalles auf engem Raum. Zum Ausgleich des damit verbundenen starken Druckgradienten strömt sofort von allen Seiten Luft nach innen, die nach dem Flächenerhaltungssatz in lebhaftere Rotation kommt, ähnlich wie der Wasserwirbel über der Öffnung einer Badewanne beim Ablassen des Wassers.

Wasser, Staub und Gegenstände werden von diesem emporstrudelnden Wirbel erfaßt und emporgerissen.

Der nach dem Zentrum zunehmenden Rotationsgeschwindigkeit entspricht eine zunehmende Zentrifugalbeschleunigung, die ein Zusammenfließen der Luft bis zum Zentrum verhindert und so durch das sich einspielende Gleichgewicht zwischen Druckgradient und Zentrifugalkraft den Trombenschlauch stabilisiert. Der Wolkenschlauch ist nach Raethjen eine Fläche konstanten Druckes mit dem selben Druck wie die Wolkenuntergrenze, aus der er nach unten herauswächst. Er ist das Produkt adiabatischer Abkühlung der von seitwärts und von unten aus Flächen höheren Druckes angesaugten Luft.

Vonnegut glaubt, daß der Tornado ein elektrischer Sturmwirbel ist. Er sucht die hohen Energiedichten oder Temperaturen, die erforderlich sind, um die beobachteten Windgeschwindigkeiten zu erzeugen, durch Blitzschläge zu erklären. Die in einem mäßigen Blitzschlag steckende Energie reicht aus, um eine Luftröhre um den Entladungskanal herum von 10 m Durchmesser, rund 330 m Länge um 90° C zu erhitzen. So könnte durch Blitzschlag durchaus ein Kamin heißer, emporstrudelnder Luft mit entsprechend niedrigem Druck entstehen.

Roßmann ist der Ansicht, daß die Tornados oder Tromben durch kalte Fallwinde im Hagelstadium des Cumulonimbus entstehen. In Wolkenzonen ausfallenden Hagels dringt mit dem Hagel eine rasche und starke Abkühlung abwärts vor, wobei ein starker, nach unten zunehmender Temperaturunterschied zur wärmeren Umgebung entsteht, wodurch der mit dem Hagel verbundene und kalte Fallwind eine zunehmende Abwärtsbeschleunigung erfährt, nämlich nach der Formel

$$\frac{d^2z}{dt^2} = g \cdot \frac{T - T'}{T'}$$

wobei g die Erdbeschleunigung, T' die absolute Temperatur des Hagelschlauches und T die absolute Temperatur der umgebenden Luft ist.

Wenn die Höhe der Wolkenuntergrenze über dem Erdboden hinreichend groß ist (zwischen 800 und 1500 m), können die entstehenden Fallwinde Geschwindigkeiten von 50 bis 100 m/sec erreichen.

Der kalte Hagelschlauch mit dem Volumen V_0 erfährt nach der Gasgleichung durch die Abkühlung ΔT eine Druckerniedrigung Δp .

$$\Delta p = \frac{R}{V_0} \cdot \Delta T$$

Durch die Kondensation von Wasserdampf an den kalten Hagelkörnern kommt eine Dampfdruckverminderung und damit ein weiterer Druckfall hinzu. So er-

klärt Roßmann den Druckfall in Tromben und Tornados und das daraus resultierende starke Druckgefälle und den entsprechend heftigen Wirbelwind. Der Wolken Schlauch dringt mit der Abkühlung aus der Wolke nach unten vor und ist außerdem ein Produkt von Mischungskondensation am Rande des Kaltluftschlauches, wo die seitwärts zufließende Warmluft durch Mischung eine Abkühlung erfährt.

Die mit einem Tornado verbundenen Zerstörungen kommen durch drei verschiedene Vorgänge zustande:

- a) durch ein Auf- oder Auseinandersprengen von Gebäuden oder Gegenständen durch die plötzlichen Druckunterschiede zwischen innen und außen, die sich nicht schnell genug ausgleichen können,
- b) durch den Winddruck des Wirbels,
- c) durch den Aufprall herumfliegender Trümmer.

Tromben sind wesentlich schwächere und kleinräumigere Erscheinungen als Tornados und deshalb meist harmlos.

Literaturhinweise

- Berg, H.: Allgemeine Meteorologie.
Bonn: Dümmler 1948.
- Eichenberger, W.: Flugwetterkunde. 3. Aufl.
Zürich: Schweizer Druck- u. Verlagshaus 1966.
- Faust, H.: Kaltfronten und Gewitter.
Ber. Dt. Wetterd. Nr. 24 (1951).
- Ficker, H.: Wetter und Wetterentwicklung. 4. Aufl.
Berlin: Springer 1952.
- Fletscher, N. H.: The physics of rainclouds.
Cambridge: Univ. Press 1962.
- Geiger, R.: Die Atmosphäre der Erde
(12 Wandkarten mit Erläuterungen).
Darmstadt: Perthes 1964/66.
- Georgii, H. W.: Über die Eiskeimbildung in unterkühlten Wolken in ihrer Abhängigkeit vom atmosphärischen Aerosol.
Ber. Dt. Wetterd. Nr. 58 (1959).
- Georgii, W.: Flugmeteorologie. 2. Aufl.
Frankfurt/M.: Akad. Verlagsges. 1956.
- Grunow, J.: Allgemeine Meteorologie.
Berlin-Kleinmachnow: Gartenverlag 1952.
- Hesse, W. (Hrsg.): Handbuch der Aerologie.
Leipzig: Akad. Verlagsges. Geest & Portig 1960.
- Keil, K. (Hrsg.): Handwörterbuch der Meteorologie.
Frankfurt/M.: Knapp 1950.
- Mason, B. J.: The physics of clouds.
Oxford: Clarendon Press 1957.
- Regula-Zimmerschied: Luftfahrtmeteorologie. Bd. I. II.
Frankfurt a. M.: Akad. Verlagsges. 1956/1959.
- Riehl, H.: Introduction to the atmosphere.
New York: McGraw Hill 1965.
- Scherhag, R.: Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose.
Berlin: Springer 1949.
- Schüepp, W.: Wolken, Wind und Wetter.
Zürich: Büchergilde Gutenberg 1950.
- Sutcliffe, R. C.: Weather and climate.
London: Weidenfeld and Nicolson 1966.
- Weickmann, H.: Die Eisphase in der Atmosphäre.
Ber. Dt. Wetterd. Nr. 6 (1949).
- Deutscher Wetterdienst: Internationaler Wolkenatlas.
Gekürzte Ausgabe, Bd. I. II.
Frankfurt/M. 1957.
- Meteorological Office: A course in elementary meteorology.
London: H. M. Stat. Office 1962.
- ZDv 99/80: Einführung in den Gebrauch des aerologischen Diagrammpapieres Skew T, log p bei den Wetterberatungseinheiten der Bundeswehr (1961).

Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst

- | | |
|---|----------------|
| Nr. 1 Allgemeine Meteorologie. (Th. Meissner, P. Bohr, P. Hess) . . | |
| Nr. 2 Grundlagen der Wettervorhersage. Synoptische Methoden.
(H. Mollwo) | DM 5,70 |
| Nr. 3 Grundlagen der Wettervorhersage. Statistische Methoden | In Bearbeitung |
| Nr. 4 Wetterbeobachtung | Im Druck |
| Nr. 5 Seewetterdienst und Maritime Meteorologie. (H. Markgraf) | DM 5,10 |
| Nr. 6 Instrumentenkunde | In Bearbeitung |
-

