

JAN KIRMSE

Meteorologie für den Segelflug



CORPORATE IMAGE: JAN KIRMSE

Meteorologie für den Segelflug

© Dipl. Met. Jan Kirmse 2007
Fischers Allee 87 • 22763 Hamburg
Email: mail@jankirmse.de

Inhaltsverzeichnis

1.	Atmosphäre	2	8.2 Lesen und verstehen der Wetterkarten	34
1.1	Zusammensetzung der Luft	2	9. Meteorologische Information und	
1.2	Aufbau der Lufthülle	2	Dokumentation	36
1.3	Die Standardatmosphäre	3	9.1 Organisation des Flugwetterdienstes	36
2.	Temperatur	5	9.2 METAR	36
2.1	Messung, Einfluss auf die		9.3 TAF	36
	Luftdichte	5	9.4 SIGMET	37
2.2	Entstehung und Änderung der		9.5 GAFOR	37
	Temperatur	5	9.6 Möglichkeiten der Wetterplanung über	
3.	Wind	8	Fax und Internet	37
3.1	Messung, Richtung und Stärke	8		
3.2	Windentstehung durch			
	Temperaturänderung	9		
4.	Luftdruck	11		
4.1	Messung, Isobaren in der			
	Wetterkarte	11		
4.2	Entstehung und Änderung des			
	Luftdruckes	12		
4.3	Q-Gruppen und ihre Bedeutung			
	(QFE ,QNH ,Standard)	13		
5.	Luftfeuchtigkeit	16		
5.1	Messung der Luftfeuchte	16		
5.2	Taupunkt, Sättigung,			
	Aggregatzustände	17		
5.3	Sicht, Dunst, Nebel,			
	Niederschlag	18		
6.	Vertikale Luftbewegungen	21		
6.1	Mechanische Aufwinde	21		
6.2	Thermische Aufwinde	22		
6.3	Wolken (Entstehung, Beobachtung,			
	Arten, Wetterverlauf)	25		
7.	Großwetterlagen	28		
7.1	Drucksysteme	28		
8.	Wetterkarten	31		
8.1	Boden- und Höhenwetterkarten	31		

1. Atmosphäre

1.1 Zusammensetzung der Luft

Die Atmosphäre ist die Gashölle der Erde. Sie besteht hauptsächlich aus den schweren und permanenten Gasen Stickstoff (rund 4/5) und Sauerstoff (1/5). Wasserdampf hat die größte Bedeutung, weil er in allen drei Zustandsformen in der Atmosphäre vorkommt.

Wenn man der Luft den gesamten Wasserdampf und die in ihr schwebenden festen und flüssigen Partikeln entzieht, bleibt ein Gasgemisch übrig, das man trockene Luft nennt. Ihre Hauptbestandteile sind: Stickstoff N_2 (78.08 %), Sauerstoff O_2 (20.95 %) und Argon (0.93 %).

1.2 Aufbau der Lufthölle

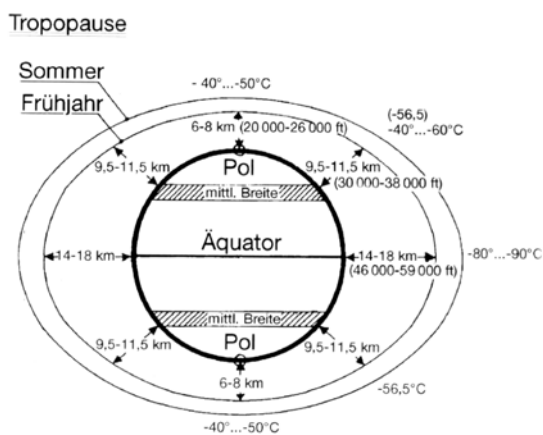


ABB.1 LUFTHÖLLE DER ERDE (TROPSPHÄRE)

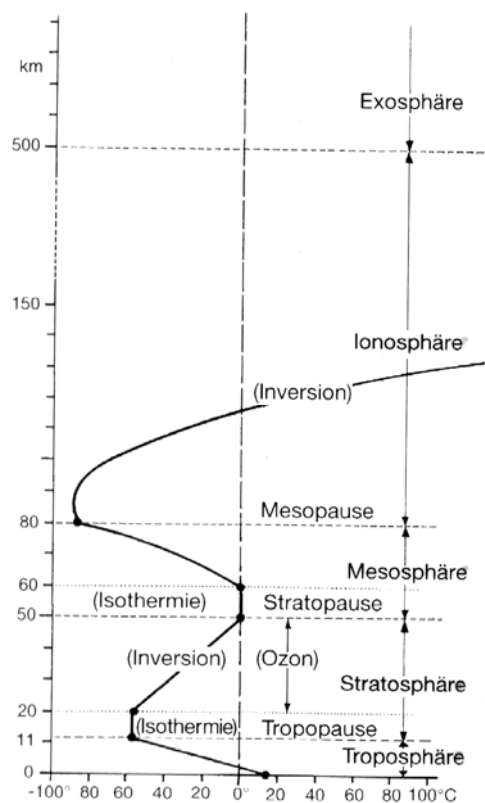


ABB.2. TEMPERATURVERLAUF IN DER ATMOSPHERE

Die Lufthölle gliedert sich auf Grund unterschiedlicher Eigenschaften in mehrere Schichten. Die Troposphäre ist die bodennahe Luftschicht, in der sich das Wettergeschehen abspielt. Sie reicht an den Polen bis etwa 8Km und am Äquator bis etwa 16Km Höhe. In unseren Breiten schwankt sie je nach Jahreszeit zwischen 10Km im Winter

und 12Km im Sommer (s. *Abb1.*). Die Temperatur in der Troposphäre unterliegt tages- und jahreszeitlichen Schwankungen, nimmt aber bis zur Obergrenze dieser Schicht regelmäßig ab. Die *Tropopause* ist die Grenzschicht der Troposphäre. Sie ist durch gleichbleibende Temperatur (*Isothermie*) gekennzeichnet (s. *Abb2.*).

Die Stratosphäre liegt über der Tropopause und erstreckt sich bis in eine Höhe von etwa 50Km. Sie reicht bis zur Stratopause, wo in etwa wieder die gleichen Temperaturen gemessen werden wie am Erdboden.

1.3 Die Standardatmosphäre

Der Zustand der Atmosphäre ist einem ständigen Wechsel unterworfen, so dass die internationale Civil Aviation Organisation ICAO eine Reihe von Daten unverrückbar festgelegt, und somit die Normatmosphäre oder die ICAO-Standardatmosphäre (ISA) geschaffen hat. Die Daten sind auf die geographische Breite von 45° und auf NN (normal Null) bezogen.

Die Grunddaten der ISA sind folgende:

1. Luftdruck in NN = 1013.25 hPa
2. Lufttemperatur in NN = 15°C
3. Relative Feuchte = 0 %
4. Luftdichte = 1.225 Kg/m³
5. Temperaturabnahme = 0.65°C/100m
6. Tropopausenhöhe = 11000m
7. Tropopausentemperatur = - 56.5°C
8. Isothermie bis 20Km Höhe, darüber Temperaturzunahme bis 32Km um 1°C/Km, Zusammensetzung der Luft bis 80Km gleich.

2. Temperatur

2.1 Messung, Einfluss auf die Luftdichte

Die am häufigsten benutzte Skala ist die nach Celsius ($^{\circ}\text{C}$). Sie ist nach dem Gefrierpunkt und Siedepunkt reinen Wassers unter Normaldruck (1013.25 hPa) definiert. Der Gefrierpunkt ist für 0°C der Siedepunkt zu 100°C festgelegt. In der Meteorologie werden zur Messung der Temperatur meist die folgenden 4 physikalischen Effekte benutzt, die alle eine besonders empfindliche Temperaturabhängigkeit besitzen:

- Ausdehnung von Flüssigkeiten und festen Körpern
- Änderung des elektrischen Widerstandes
- Thermoelektrischer Effekt
- Strahlungsemission nach dem Plankschen Gesetz

Die Dichte des Wasserdampfes ist geringer als die Dichte trockener Luft. Deshalb ist die Dichte feuchter Luft bei gleicher Temperatur und gleichem Druck etwas geringer als die der trockenen Luft. Die Dichte eines Luftpaketes nimmt mit zunehmender Temperatur ab, so dass es aufsteigen kann.

2.2 Entstehung und Änderung der Temperatur

Die Sonne ist der Energielieferant für die Erde. Die einfallende kurzwellige Strahlung der Sonne erwärmt die Erdoberfläche, welche wiederum die darüberliegende Luftschicht erwärmt. Die Atmosphäre gleicht also einer riesigen Wärmekraftmaschine. Ihre Hauptheizfläche ist die Erdoberfläche in den Tropen, wo die Strahlungsvorgänge ständig mehr Wärme zu- als abführen, ihre Kühlflächen sind die Polargebiete, wo hingegen mehr Wärme abgestrahlt als zugestrahlt wird (s. *Abb4.*).

Die Temperatur ändert sich mit der Höhe (s. *Abb2.*). Die Änderung (Abnahme) in der Troposphäre kommt dadurch zustande, dass das Luftpaket aufsteigt, dabei unter geringeren Druck kommt, sich ausdehnt und sich somit abkühlt. Die Erwärmung an der Stratopause kommt durch die Absorption der UV-Strahlung durch das Ozon (O_3) zustande.

Des weiteren kühlt sich die Erdoberfläche in der Nacht durch Ausstrahlungsvorgänge ab, was aber durch eine starke nächtliche Bewölkung behindert werden kann.

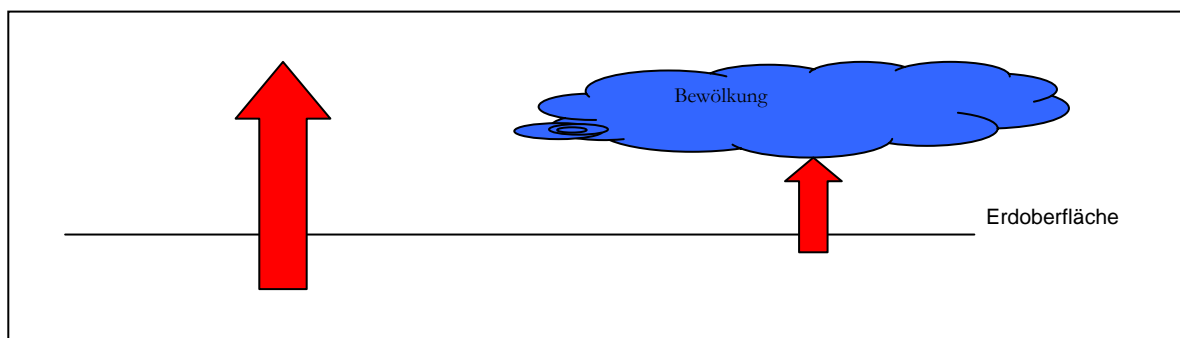
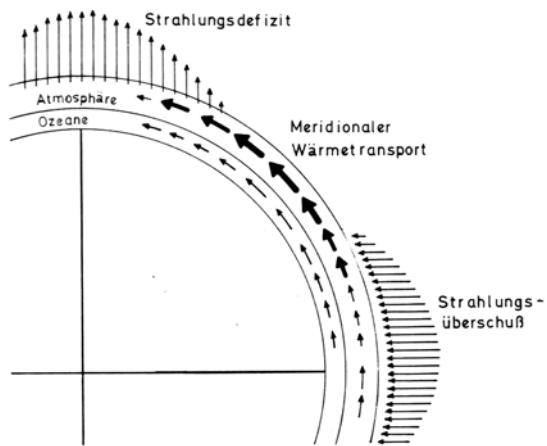


ABB.3 AUSSTRAHLUNG DER ERDOBERFLÄCHE OHNE UND MIT BEWÖLKUNG



Wärme flüsse durch die Ozeane und die Atmosphäre, um das Energiegleichgewicht der Erde herzustellen

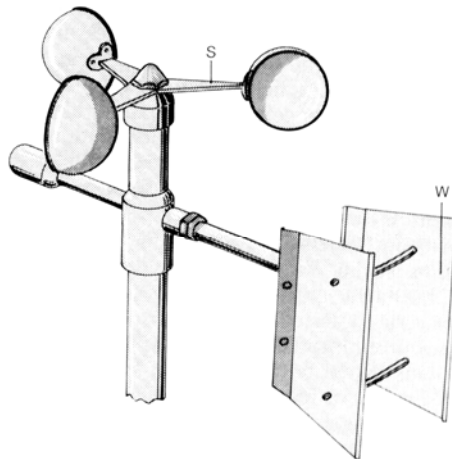
ABB4. WÄRMEFLÜSSE

Als Ergebnis des gesamten Strahlungshaushaltes und des sich daraus ergebenden Energieaustausches des Komplexes Erde-Atmosphäre erhält man eine bestimmte Temperaturverteilung auf der Erdoberfläche und in der Atmosphäre.

3. Wind

3.1 Messung, Richtung und Stärke

Die Messung des Windes erfolgt mit einem *Anemometer* (gr. Windstärkemesser).



Schalenkreuzanemometer. W = Windfahne, S = Schalenkreuz.

ABB.5 SCHALENKREUZANEMOMETER

Im Gegensatz zu den anderen meteorologischen Parametern ist der Wind ein Vektor, d.h., er besitzt eine Richtung und eine Geschwindigkeit. Eine korrekte Angabe verlangt also zwei Messungen.

Für die Windrichtung, die entweder nach der Himmelsrichtung oder nach einer 360 - teiligen Skala angegeben wird, verwendet man überwiegend die Windfahne (s. *Abb.5*). In der Flugmeteorologie ist immer noch der Windsack sehr beliebt, weil er schon aus großer Entfernung leicht erkennbar die Windverhältnisse am Landeplatz anzeigt.

Die Geschwindigkeit wird in allen üblichen Geschwindigkeitsmaßen angegeben, z.B. in Meter pro Sekunde (m/s), Kilometer pro Stunde (Km/h) oder Knoten (Nm/h). Zwischen den Einheiten gelten folgende Umrechnungen:

1 m/s	=	3,6 Km/h	=	1,9 Knoten
1 Km/h	=	0,54 Knoten	=	0,28 m/s
1 Knoten	=	0,52 m/s	=	1,86 Km/h

Das Schalenkreuzanemometer (s. *Abb.5*) wird überwiegend in der meteorologischen Praxis eingesetzt. Es besteht aus einem drei- oder vierzackigen Stern, der um eine senkrechte Achse rotieren kann. An jeder Zacke des Sterns sitzt eine Halbkugel. Diese sind so angeordnet, dass der Wind immer gleichzeitig auf eine konkave und auf eine konvexe Halbkugel trifft. Die Folge ist, dass sich der Stern zu drehen beginnt und um so schneller rotiert je stärker der Wind ist.

3.2 Windentstehung durch Temperaturänderung

Wind ist die Bewegung einer Luftmasse gegenüber der Erdoberfläche. Temperaturunterschiede rufen Druckunterschiede hervor, die von Luftströmungen ausgeglichen werden.

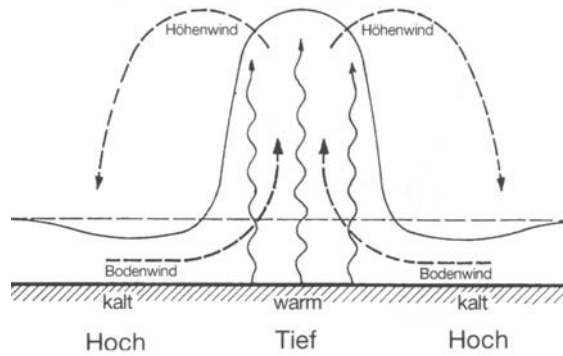


ABB.6 ENTSTEHUNG DER VERTIKALEN LUFTZIRKULATION

In *Abb.6* sind Luftbewegungen als Folge unterschiedlich erwärmter Bodenflächen dargestellt. Großräumig vollzieht sich eine solche unterschiedliche Erd- und Lufterwärmung zwischen dem Äquator und den Polen.

4. Luftdruck

4.1 Messung, Isobaren in der Wetterkarte

Der Luftdruck ist mit dem Begriff der Meteorologie am engsten verknüpft. Er wird regelmäßig an ungezählten Punkten der Erde um die Uhr mit großer Präzision gemessen und in Form von Linien gleichen Luftdruckes oder Isobaren in den Wetterkarten dargestellt. Er bildet eine Basis für die Großräumige wie für die lokale Wettervorhersage und dient dem Luftverkehr als Navigationshilfe.

Was ist eigentlich Luftdruck, wie kommt er zustande und was bewirkt er?

Als Druck bezeichnet man in der Physik das Verhältnis einer senkrecht auf eine Fläche wirkende Kraft (F) zur Größe der Fläche (A), also $p = \frac{F}{A}$.

Genauso wie das Wasser im Gefäß hat auch die Luft ein Gewicht und mit diesem Gewicht drückt sie auf die Erdoberfläche. Der dadurch hervorgerufene Druck ist das, was man als Luftdruck bezeichnet. Da der Luftdruck auf das Gewicht der auflastenden Luftsäule zurückgeht, muss er mit der Höhe immer geringer werden, denn je höher man kommt, desto weniger Luft hat man noch über sich.

In einer Bodenwetterkarte (s. Abb.7) sind die Orte gleichen Luftdruckes durch die Isobaren verbunden. Man erkennt deutlich ein altes Tiefdruckgebiet nordwestlich von England und ein ausgeprägtes Hochdruckgebiet über Mitteleuropa. Dieser Bodenwetterkarte ist nun, den Isobaren folgend, die Strömung (Wind) am Boden zu entnehmen, ebenso in Abhängigkeit von der Isobarenrängung die Windstärke. Denn, je dichter die Isobaren beieinander liegen, desto größer ist die Windgeschwindigkeit.

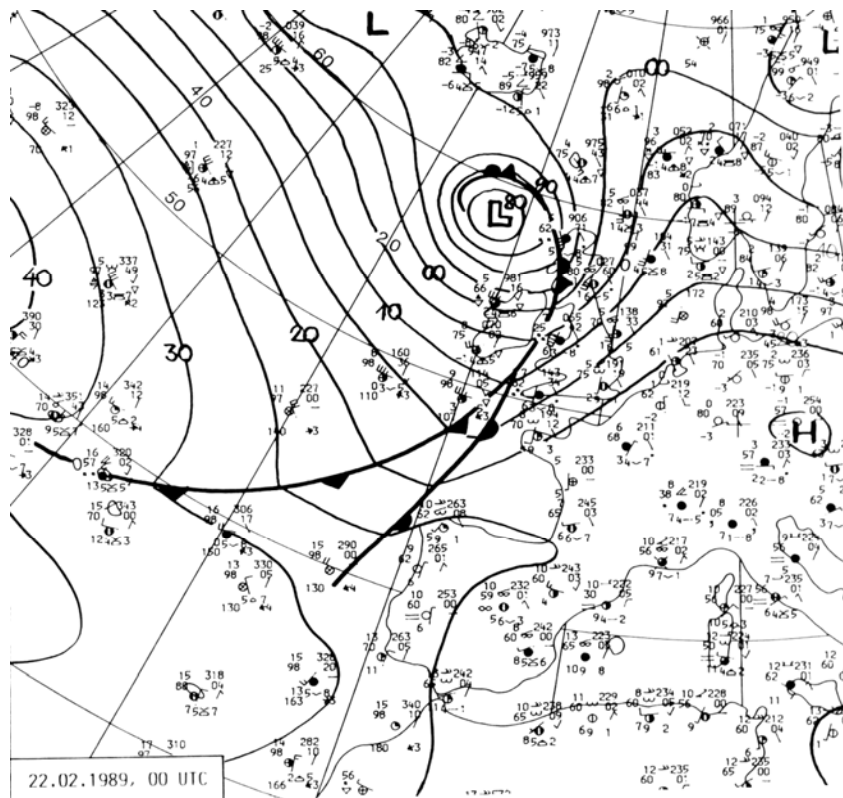


ABB.7 BODENWETTERKARTE VOM 22.02.89 00 UTC

4.2 Entstehung und Änderung des Luftdruckes

Kalte Luft ruft wegen ihrer großen Dichte hohen Luftdruck und warme Luft tiefen Luftdruck hervor. Man wird also überall, wo sich kalte Luft ansammelt, Hochdruckgebiete, und wo Luft stark erhitzt wird, Tiefdruckgebiete erwarten dürfen. Im Winter kann sich der riesige asiatische Kontinent extrem stark abkühlen, was zur Ausbildung eines fast den ganzen Kontinent überdeckenden Kältehochs führt. Da diese Druckgebilde ausschließlich auf die Wirkung der Lufttemperatur zurückzuführen sind, nennt man sie *thermische Hochs* und *thermische Tiefs*. Die Druckgebilde, die unser Wetter gestalten, entstehen jedoch auf eine völlig andere Weise. Betrachten wir zunächst die linke Hälfte der *Abb.8*, hier ist der Fall der *Divergenz* (Auseinanderströmen), also des Massenverlustes behandelt. Die Atmosphäre versucht, die durch seitliches Abfließen verlorengegangene Luft durch Ansaugen aus darüber- und darunterliegenden Schichten zu ersetzen. Das hat zur Folge, dass unterhalb des Divergenzniveaus eine aufsteigende, darüber eine absinkende Bewegung in Gang kommt. Das Ansaugen aus den höheren Schichten verursacht ein Absinken der Tropopause. Nach unten hin setzt sich der Sog bis zur Erdoberfläche fort. Dort veranlasst er, dass die Luft von allen Seiten zusammenströmt (*Konvergenz*). Man kann sich diesen Vorgang ganz grob vereinfacht vorstellen, wie bei einem senkrecht dicht über den Boden gehaltenen Staubsaugerrohr, das von allen Seiten her Staub in sich hineinzieht. Die so entstandenen Druckgebilde werden als *dynamische Hochs* und *Tiefs* bezeichnet.

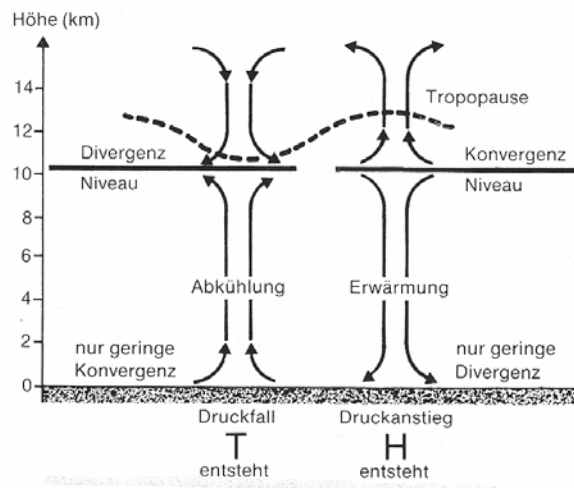


ABB.8 ENTSTEHUNG DYNAMISCHER HOCHS UND TIEFS

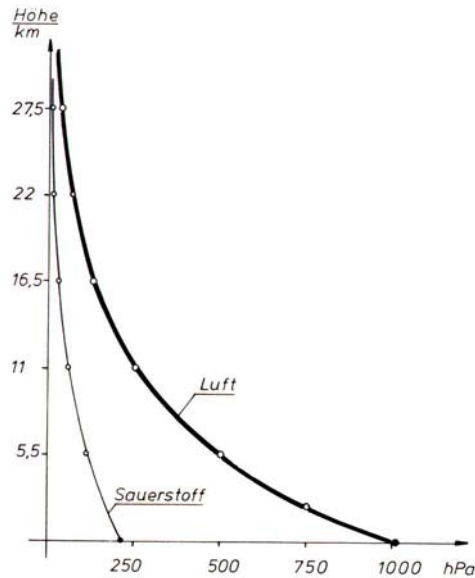


ABB.9 DRUCKVERLAUF MIT DER HÖHE

Mit zunehmender Höhe nimmt der Luftdruck rasch ab, da sich die Zahl der Luftteilchen verringert, deren Gewicht den Druck auslöst. In ca. 5500 m über dem Meeresniveau herrscht nur noch der halbe Bodendruck, also etwa 500 hPa. Alle weitere 5,5 Km halbiert sich der Druck jeweils, so dass wir zu folgenden Näherungswerten kommen:

0 m	1000 hPa
5500 m	500 hPa
11000 m	250 hPa
16500 m	125 hPa
22000 m	63 hPa

Der Höhenunterschied, der eine Luftdruckänderung von 1 hPa bewirkt, wird barometrische Höhenstufe genannt. 1 hPa pro 8 m Höhenunterschied !

4.3 Q-Gruppen und ihre Bedeutung (QFE ,QNH ,Standard)

Der barometrische Höhenmesser mißt nicht die Höhe, sondern den Luftdruck. Da aber nach der Standardatmosphäre zu jedem Luftdruckwert eine bestimmte Höhe gehört, kann die Anzeige des Höhenmessers auch als Höhenskala angelegt sein.

Die Höhenmessereinstellung auf das **QFE**, ist die Nulleinstellung auf den Luftdruck am Flugplatz. Die Höhenmesseranzeige wird also auf den Wert 0 m über NN eingestellt.

Das **QNH** ist der theoretische Luftdruck in Meereshöhe MSL. Er wird von QFE aus nach den in der Standardatmosphäre angenommenen Verhältnissen zurückgerechnet. Da er vom aktuellen Luftdruck abhängig ist, ändert er sich ständig und muss während des Fluges immer korrigiert werden. Stellt man auf dem Boden des Flugplatzes seinen Höhenmesser auf die Höhe über NN ein, so erscheint im Fenster der QNH-Wert.

Die **StandardEinstellung auf 1013.25 hPa** wird bei Überlandflügen im kontrollierten Luftraum über 1500m MSL oder 900m GND im Höhenmesserfenster eingestellt. Das Instrument zeigt dann immer die Höhe über der Druckfläche 1013.25 hPa an, die nicht mit NN (MSL) übereinstimmen muss. Dieser Standardwert ist also keine wahre Höhenangabe, sondern die Angabe einer Druckfläche. Sie wird auch mit Flugfläche (Flight Level FL) bezeichnet. FL 240 ist demnach Flugfläche 240 = 24000 ft.

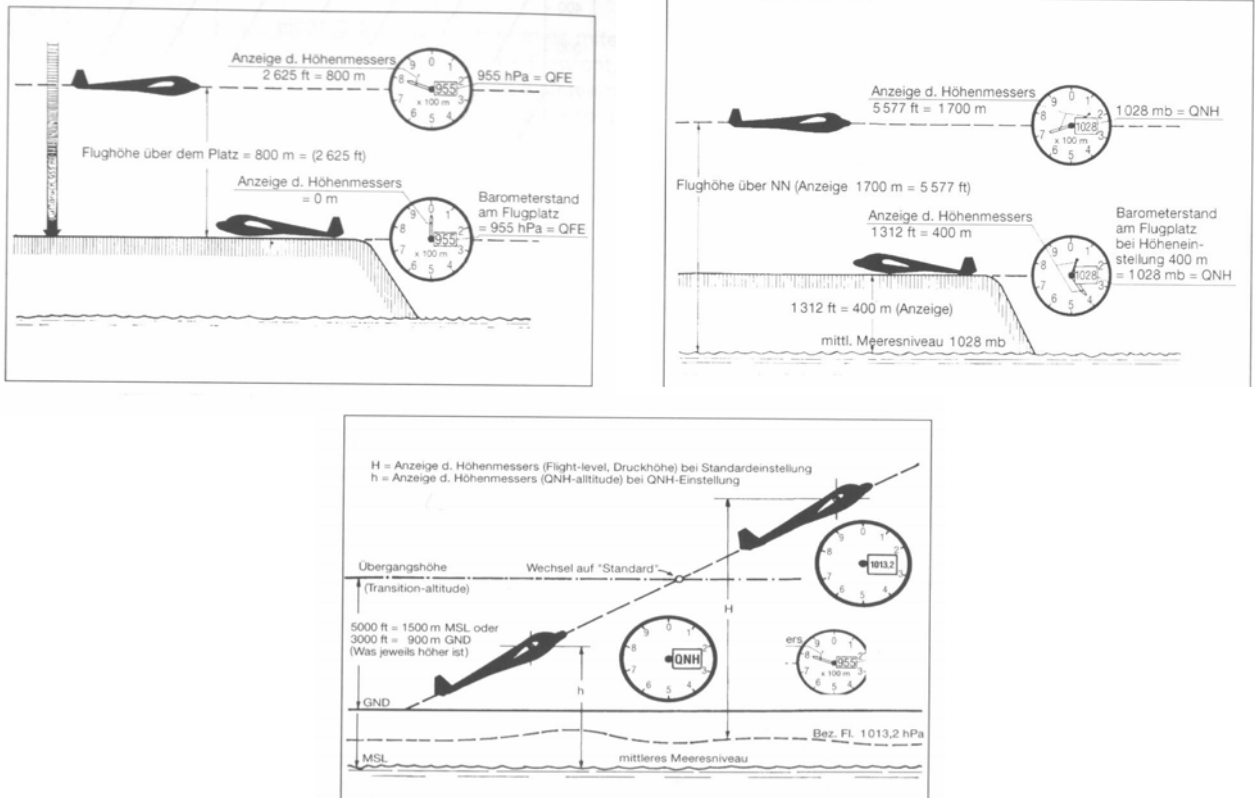


ABB.10 Q-GRUPPEN QFE, QNH, STANDARD

5. Luftfeuchtigkeit

5.1 Messung der Luftfeuchte

Der Luftfeuchtigkeit kommt in der Atmosphäre eine besondere Bedeutung zu, da der Stoff Wasser (H_2O) in 3 verschiedenen Formen vorkommt, während alle anderen atmosphärischen Gase bei den auftretenden Druck- und Temperaturverhältnissen ihren Aggregatzustand nicht ändern, also permanent atmosphärische Gase sind. Je nach Temperatur trifft man die Substanz Wasser im festen, flüssigen oder gasförmigen Zustand als Eis, Flüssigwasser oder Wasserdampf an. Von großer Bedeutung für die Atmosphäre ist die physikalische Eigenschaft, dass zur Änderung des Aggregatzustands von fest zu flüssig und von flüssig zu gasförmig Wärme benötigt wird, um eine Arbeit gegen den molekularen Zusammenhalt im jeweiligen Zustand, d.h. gegen die Bindeenergie der Moleküle zu leisten. So werden 335 kJ benötigt, um 1Kg eis zu schmelzen.

Das am meisten verbreitete Verfahren, die Luftfeuchtigkeit zu messen, ist sicher das *hygrometrische* Verfahren (s. Abb.11), das die relative Feuchte angibt. Es beruht auf der Eigenschaft menschlicher Haare, ihre Länge entsprechend der relativen Feuchte der Umgebungsluft zu ändern. Das 2. Wichtige Verfahren zur Messung des Wasserdampfgehaltes der Luft ist das *psychrometrische* (s.Abb.11). Es beruht auf der Tatsache, dass zum Verdunsten von Wasser Energie aufgewendet werden muss. Zu seiner Erklärung denkt man sich eine nasse Fläche, über die Luft hinweggeblasen wird. Dabei verdunstet Wasser. Die für die Verdunstung notwendige Energie wird der vorbeistreichenden Luft entnommen wobei diese sich abkühlt.

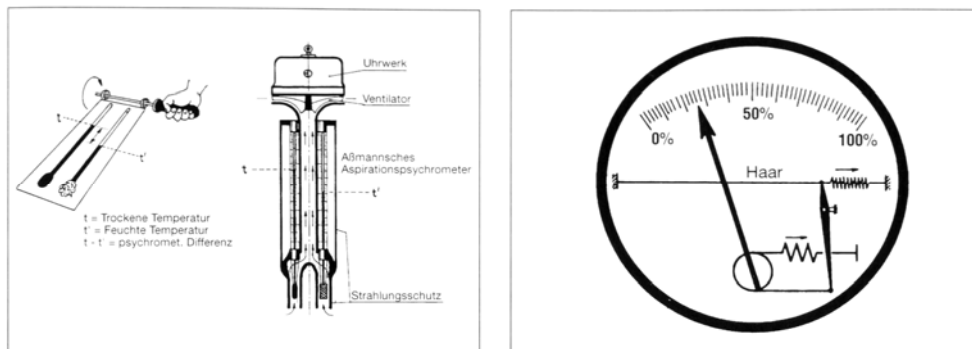


ABB.11 ASPIRATIONSPSYCHROMETER UND HAARHYGROMETER

Der Wasserdampfgehalt der Luft wird auch mit einem doppelten Aspirationsthermometer, einem sog. *Aspirationspsychrometer*, bestimmt. Dabei wird das Quecksilbergeäß des 2. Thermometers mit einem Tuch umwickelt, das vor der Messung angefeuchtet wird. Bei der Aspiration wird dem feuchten Thermometer infolge der Verdunstung Wärme entzogen, und es kühlt sich ab, und zwar um so mehr, je ungesättigter die Luft ist.

5.2 Taupunkt, Sättigung, Aggregatzustände

Der *Taupunkt*, oder die *Taupunkttemperatur* stellt die Temperatur dar, auf die ein Volumen feuchter Luft *isobar* (bei gleichbleibendem Druck) abgekühlt werden muss, damit der in ihm enthaltene Wasserdampf zur Sättigung kommt. Die relative Feuchte beträgt dann 100%.

Mit Hilfe des Taupunktes und der aktuellen Bodentemperatur lässt sich bei Cumulusbewölkung die Untergrenze (Basis) der Wolken berechnen. Man bildet einfach die Differenz zwischen Temperatur (T) und Taupunkt (T_d), multipliziert mit 123 und erhält die Höhe in Metern (m).

Also: $(T - T_d) * 123 = \text{Höhe der Basis [m]}$.

In einem Volumen, z.B. 1m^3 , kann nur ein bestimmter maximaler Wasserdampfgehalt enthalten sein, dieses ist der *Sättigungswert*. Wird er überschritten, muss soviel Wasserdampf zu Wasser kondensieren, bis der Sättigungswert wiederhergestellt ist. Wie sich zeigt, ist die *Wasserdampfsättigung* bei gegebenem Volumen primär von der vorhandenen Temperatur abhängig. Je höher diese ist, um so größer ist der Sättigungswert; je kälter die Luft, um so weniger Feuchte vermag sie aufzunehmen (s. *Abb.12*).

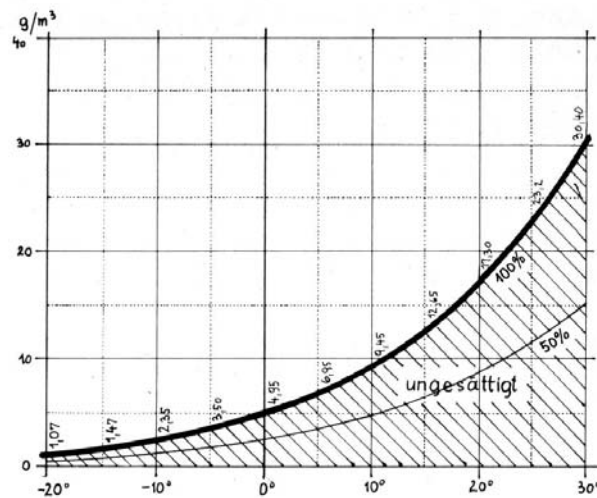


ABB.12 SÄTTIGUNGSKURVE

Die Aggregatzustände des Wassers sind fest, flüssig und gasförmig. Dies macht, wie schon oben erwähnt, den Wasserdampf in der Atmosphäre mit zum wichtigsten Element im Wettergeschehen (s. Abb.13).

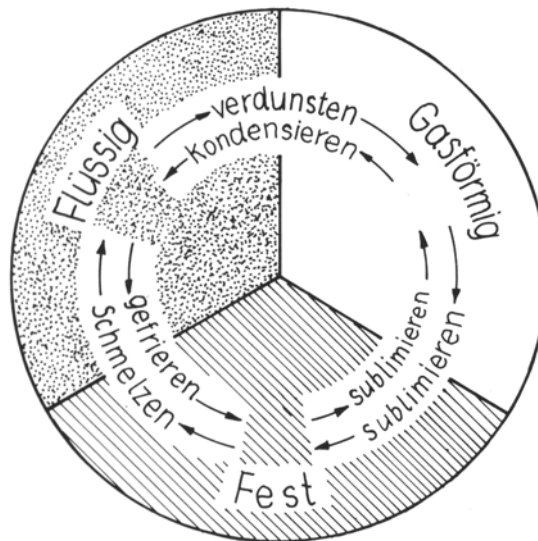


ABB.13 AGGREGATZUSTÄNDE DES WASSERS

Die Kondensation beschreibt den Übergang vom gasförmigen zum flüssigen Zustand. Dies ist der Prozeß, der für die Wolkenentstehung wichtig ist. Warme Luft steigt auf, erreicht die Taupunkttemperatur und es kommt zur Kondensation, die wir als Wolke wahrnehmen können.

Sublimation liegt bei dem Übergang von fest zu gasförmig, sowie in umgekehrter Richtung vor. Über einer Eisfläche kann zum Beispiel direkt aus dem festen in den gasförmigen Zustand eine Umwandlung erfolgen, die als Sublimation bezeichnet wird.

5.3 Sicht, Dunst, Nebel, Niederschlag

Unter der *Sicht* versteht man die Entfernung in der ein normalsichtiger Beobachter einen Gegenstand gerade noch erkennen kann. Diese Definition ist ausgesprochen subjektiv und deshalb nur mit Einschränkung zu verallgemeinern. Neben den physikalischen Besonderheiten spielen bei der Beobachtung der Sichtweite auch die Lichtverhältnisse, die optischen Eigenschaften des beobachteten Objektes und sein Hintergrund eine Rolle. Im praktischen Wetterdienst hat man sich auf die Beobachtung der Feuersicht verlegt. Der Grund dafür ist, dass die Hauptbedarfsträger von Sichtweitemeldungen, die Flugzeugpiloten, zu Zeiten verminderter Sichtbedingungen immer eine eingeschaltete Pistenbeleuchtung vorfinden und deshalb daran interessiert sind zu erfahren, wie weit diese Lichtketten für sie erkennbar sein werden. Neben den Augenbeobachtungen werden aber heute überall elektro-optische Messgeräte eingesetzt. Diese Messung erfolgt mit einem Gerät, das in kurzen Abständen Lichtimpulse ausschickt. Das Licht wird an den trübenden Teilchen in der Luft, d.h. an Staub und Wassertröpfchen zurückgestreut, und zwar um so mehr, je getrübt die Luft, also je schlechter die Sicht ist. Die Intensität des Rückstreulichts wird von einer Empfangszelle gemessen. Auf einer geeichten Skala lässt sich auf diese Weise die Sichtweite ablesen bzw. registrieren.

Wenn die Kondensation oder Sublimation des Wasserdampfes nicht an festen Oberflächen, sondern in der Luft erfolgt, spricht man von *Dunst* oder *Nebel*. Ob die genannten Prozesse in der Luft oder an festen Oberflächen ablaufen, hängt von einer Reihe von meteorologischen Voraussetzungen ab. Die im Dunst und Nebel entstehenden Wassertröpfchen bewirken eine Streuung des Lichtes und verschlechtern somit die Sichtverhältnisse. Die sichtbehindernde Wirkung wird auch zur Unterscheidung der beiden Phänomene benützt. So spricht man von Nebel, wenn die Sichtweite kleiner als 1Km ist, und von Dunst, wenn die Sicht zwar behindert ist, aber Gegenstände in Entfernungen über 1Km noch zu erkennen sind. Physikalisch spricht man von Dunst, solange die Luft noch nicht feuchtegesättigt, und von Nebel, wenn Sättigung eingetreten ist.

Zwei Arten des Nebels sind der Strahlungsnebel (Entstehung durch Temperaturrückgänge als Folge der Ausstrahlungsvorgänge) und der Advektionsnebel (warme feuchte Luft wird über eine kalte Unterlage geschoben).

Unter *Niederschlag* versteht man jede flüssige oder feste aus kondensiertem Wasser gebildete und herabfallende Ausscheidung aus Wolken und Nebel.

Man teilt die Niederschläge nach ihrem Aggregatzustand ein in:

1. flüssige Niederschläge: Nieselregen, Regen
2. feste Niederschläge: Eiskristalle, Eisnadeln, Schnee, Hagel
3. Eiskörner

Nieselregen: kleintropfiger Regen, meist aus Stratuswolken oder dichtem Nebel,
Tropfenradien zwischen 0.05 und 0.25mm

Regen: Tropfenradien von 1 bis 2mm, die Wolkentröpfchen dagegen (10^{-3} cm)

Eine besondere Gefahr stellt das Glatteis für den Flugverkehr dar. An Flugzeugen bilden sich Eisanlagerungen in erster Linie auf den Vorderkanten der Tragflächen, Ruder, usw. Neben einer Gewichtsvergrößerung des Flugzeuges führt das zu einer wesentlichen Verschlechterung seiner aerodynamischen Eigenschaften. So wird dadurch der Auftrieb verringert. Die größte Vereisungsgefahr besteht in den wasserreichen Wolken vom Typ Cumulonimbus und Nimbostratus. Die meisten Vereisungsunfälle treten bei Temperaturen zwischen 0°C und -10°C auf.

Kapitel
6

6. Vertikale Luftbewegungen

6.1 Mechanische Aufwinde

Es gibt drei verschiedene Möglichkeiten für das Aufsteigen von Luftmassen in der Atmosphäre:

- 1.) *Die erzwungene Hebung an Bodenhindernissen*
- 2.) *Die Wirkung von Fronten und großräumiger Hebungsvorgänge*
- 3.) *Die thermische Hebung*

Auf der Luvseite von Bodenerhebungen wird heranströmende Luft zum Aufsteigen gezwungen. Ist sie feucht genug, bilden sich bei der Hebung Wolken.



ABB.14 HEBUNGSVORGANG AM HINDERNIS

Die Hebungsvorgänge an Fronten ähneln denen an Hindernissen. Grundsätzlich gleitet Warmluft auf Kaltluft auf (*Warmfront*), wenn sie gegen diese anströmt und kühlt sich beim Aufsteigen ab. Die Feuchte in ihr kondensiert, es kommt zu Wolkenbildung und Niederschlägen. Dringt dagegen Kaltluft gegen Warmluft vor (*Kaltfront*), dann schiebt sie sich einmal keilförmig unter die leichtere Warmluft (*s.Abb15*) und zum anderen dringt sie in der Höhe schneller vor als am Boden und labilisiert damit die Luftmassen im Frontbereich. Hochreichende Cumulonimben mit Gewittern sind die Folge.

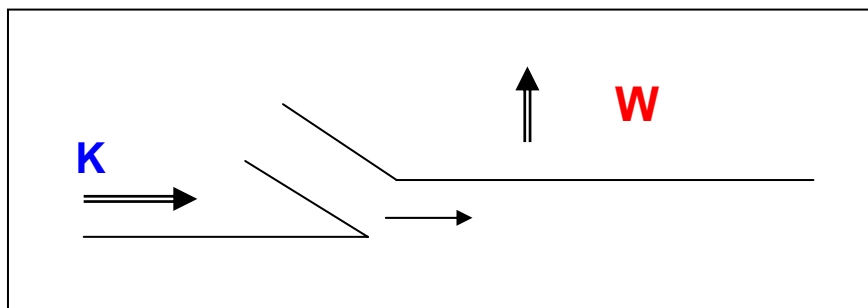


ABB.15 HEBUNGSVORGANG AN EINER KALTFRONT

6.2 Thermische Aufwinde

Erwärmt sich bodennahe Luft derart, dass sich ein überadiabatischer Temperaturgradient einstellt, dann löst sich die warme (leichte) Luft vom Boden ab. Der Erdboden ist wegen seiner unterschiedlichen Art und Beschaffenheit - vom dunklen Fels bis zum weißen Sandboden und trockener Heide bis zum feuchten Sumpf - verschieden erwärmbar. So erwärmt sich auch die Luft über dem Boden nicht überall gleich. Dort, wo sie wärmer ist als ihre Umgebung, genügt ein geringer Impuls, um sie als Thermikblase oder -schlauch zum Aufsteigen zu bringen. Über einem großflächigen Gebiet erwärmt sich die Luft, ihre Temperatur ist höher als die ihrer Umgebung. Eine riesige *Warmluftqualle* bildet sich. Sie müsste eigentlich aufsteigen, aber die Anhangskraft hält sie am Boden fest. Erst dann, wenn die Menge der überadiabatisch erwärmten Bodenluft so angewachsen ist, dass sie sich zwangsläufig von ihrem Untergrund löst oder wenn ein Impuls die Qualle an irgendeiner Stelle abreißt oder ansticht, strömt die gesamte angesammelte Warmluft durch den so entstandenen Schlauch in die Höhe (s. *Abb. 16*).

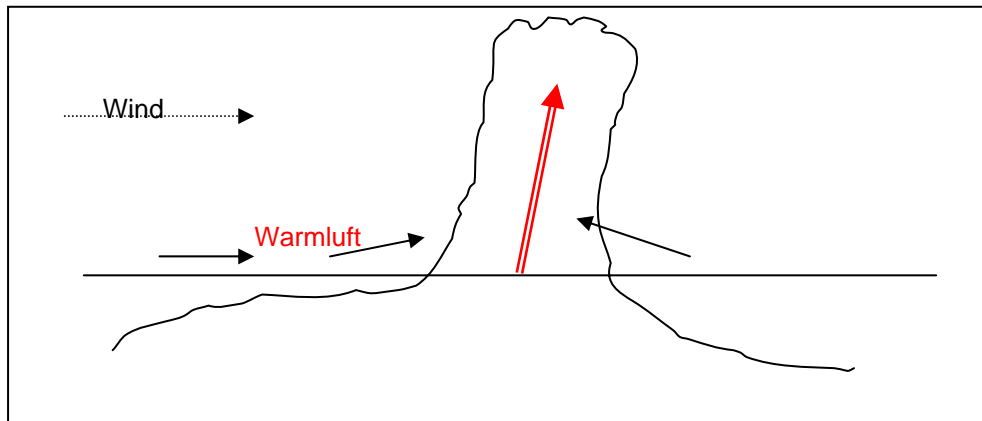


ABB.16 WARMLUFTQUALLE UND THERMIKSCHLAUCH

Wie schon oben erwähnt, wird die Luft über dem Erdboden durch die Sonneneinstrahlung erwärmt. Die damit verbundene Labilität ist eine notwendige Voraussetzung für einsetzende *Konvektion*. Unter Konvektion versteht man eine vertikale Zirkulationsströmung, bei der unten erwärmte Luft aufsteigt, sich oben abkühlt und seitwärts wieder herabsinkt. Diese Konvektionszirkulation bewirkt oberhalb der Heizfläche einen Wärmetransport nach oben, der schneller und wirksamer ist als der dynamische turbulente Wärmeaustausch. Man spricht in diesem Falle auch von thermischer Turbulenz. Durch den konvektiven Austausch erfährt der Wasserdampf in der Konvektionsschicht eine fast völlige Durchmischung, und es stellt sich annähernd ein mittleres konstantes Mischungsverhältnis ein. Solange das aufsteigende Luftquantum ungesättigt bleibt, spricht man von *Trocken- oder Blauthermik*.

Wenn schließlich die Temperatur einer aufsteigenden Thermikblase sich bis zur Sättigungstemperatur dieses mittleren Mischungsverhältnisses abkühlt, setzt Kondensation ein. Das entsprechende Niveau ist das *Konvektions-Kondensationsniveau* (KKN). Nach Erreichen des KKN kühlen sich die aufsteigenden Wolken-Thermikblasen nur noch feuchtadiabatisch ab und steigen ohne weitere Energiezufuhr beschleunigt weiter, wenn der Temperaturgradient der Umgebungsluft größer ist als der feuchtadiabatische.

Die Thermikblasen werden dann als Cumuluswolke sichtbar, und man spricht von *Cumuluskonvektion oder Cumulusthermik*.**Des Segelfliegers größte Erfüllung !**

In der Atmosphäre gibt es Schichten, in denen die Temperatur in der Vertikalen gleichbleibt (*Isothermie*) und solche in denen die Temperatur nach oben hin zunimmt (*Inversion*) (siehe hierzu auch Abb.2). Besonders bei Hochdruckeinfluß stellt man fest, dass die Temperatur in bestimmten Bereichen gleichbleibt oder sogar zunimmt. Es gibt verschiedene Inversionstypen: Absink-, Strahlungs- und Turbulenzinversionen. Hier soll der Vorgang der Absinkinversion kurz erläutert werden. Hochdruckgebiete sind gekennzeichnet durch großräumiges Absinken der Luft. Mit dem Einsetzen einer Absinkbewegung, erwärmt sich die absinkende Luft trockenadiabatisch um 1K/100m, d.h. nach einem Absinkvorgang von 1000m kommt die Luft um 10K wärmer an als die dort angrenzende Luft. Der Absinkvorgang hat eine atmosphärische Struktur gebildet, eine Inversion.

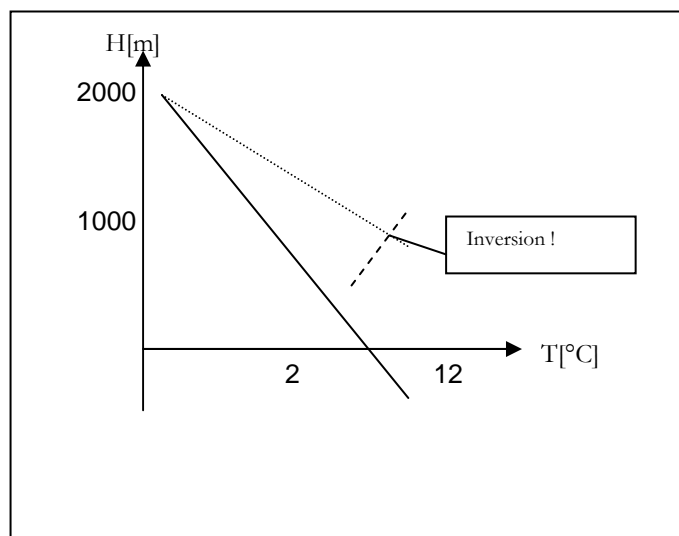


ABB.17 ENTSTEHUNG EINER ABSINKINVERSION

Im Folgenden soll auf den Temperaturgradienten eingegangen werden.

Bei einer adiabatischen Zustandsänderung tauscht das betrachtete Gasvolumen keine Energie mit der Umgebung aus. Es bildet also ein abgeschlossenes System. Ein Luftpaket, das in der Atmosphäre adiabatisch aufsteigt, kühlt sich um etwa 1°C pro 100m ab. Das gilt, solange keine Kondensation im Luftpaket eintritt. Wird es zum Absinken gezwungen, dann erhöht es seine Temperatur entsprechend. Die Temperaturänderung des Luftpaketes während der Vertikalbewegung wird *Hebungskurve* genannt. Die Temperatur in einem abgeschlossenen Luftvolumen ändert sich also in einer ganz bestimmten Weise, wenn es sich von seinem Ursprungsniveau wegbewegt. Diese Tatsache ist von ganz entscheidender Bedeutung bei der Entstehung von Vertikalbewegungen. Es stellt sich nämlich die Frage, ob ein Luftpaket, wenn es sich auf- oder abwärts bewegt, in seiner Bewegung innehält oder weiter beschleunigt wird. Dies hängt vom Temperaturprofil in der Umgebung des Luftpaketes, d.h. von der *Schichtungskurve* $\frac{dT}{dz}$ ab. Hierbei ist $\frac{dT}{dz} = \Gamma$ der *trockenadiabatische Temperaturgradient* und beträgt -0.98°C pro 100m.

Ist $\frac{dT}{dz} > \Gamma$, dann ist die Schichtung der Luft *trockenstabil* (s. Abb.18). Eine solche

Schichtung wirkt also dämpfend auf Vertikalbewegungen ein. Ist dagegen $\frac{dT}{dz} < \Gamma$, dann

ist ein Luftpaket nach dem Aufstieg wärmer als seine Umgebung und steigt weiter auf. Eine solche Schichtung wirkt also verstärkend auf Vertikalbewegungen ein, und wird daher *trockenlabil* genannt. Folgen dieser Labilität sind zwar Thermik aber auch Überentwicklung, Wolkenverdichtung und damit Behinderung der Thermik!

Eine Schichtung mit $\frac{dT}{dz} = \Gamma$ heißt *trockenindifferent*.

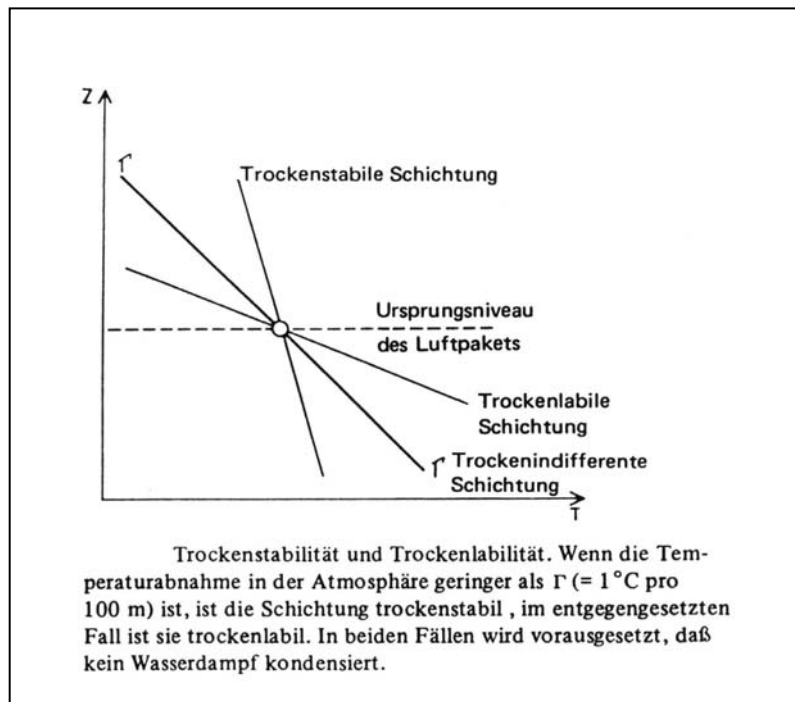


ABB.18 TROCKENADIABATISCHER TEMPERATURGRADIENT

Steigt die feuchte Luftmasse nun auf, dann nimmt ihre Temperatur trockenadiabatisch um $1^\circ\text{C pro } 100\text{m}$ ab. Erreicht die Luftmasse das Kondensationsniveau, so wird ihr durch die Kondensation Wasserdampf entzogen. Die bei der Kondensation frei werdende Wärmeenergie wird der Luftmasse zugeführt, daher nimmt die Temperatur mit der Höhe nun weniger als $1^\circ\text{C pro } 100\text{m}$ ab. Die Temperaturabnahme mit der Höhe nach Einsetzen der Kondensation nennt man *feuchtadiabatischer Temperaturgradient*, er beträgt etwa $0.65^\circ\text{C pro } 100\text{m}$.

6.3 Wolken (Entstehung, Beobachtung, Arten, Wetterverlauf)

Eine Wolke ist eine Ansammlung von Wolkentröpfchen und Eiskristallen verschiedener Größe. Der Radius der flüssigen Tröpfchen bewegt sich im Durchschnitt von $2\mu\text{m}$ bis $10\mu\text{m}$. Doch können in bestimmten Wolken auch viel größere Tropfen vorkommen. Wolken haben eine ausgeprägte Dynamik: während sie sich auf der einen Seite auflösen, entstehen sie auf der anderen Seite ständig neu. Eine Wolke ist also kein Gegenstand, sondern ein Zustand, darüber muss man sich im Klaren sein, auch wenn man glaubt, eine hochaufgetürmte Haufenwolke buchstäblich in die Hand nehmen zu können oder wenn eine sommerliche Schönwetterwolke den Eindruck erweckt, man könne sich wie in ein Federbett hineinlegen. Wolken sind die offensichtlichen Zeichen der Wettervorgänge in der Atmosphäre. Aus ihrer Form kann man den Schichtungszustand der Atmosphäre erkennen, aus ihrer Entwicklung lässt sich sogar ersehen, wie labil die Schichtung ist. Man unterscheidet zunächst zwischen tiefen, mittelhohen und hohen Wolken, je nach der Höhe ihrer Untergrenze.

- | | |
|---------------------|-------------|
| ▪ Hohe Wolken | 7 bis 13 Km |
| ▪ Mittelhohe Wolken | 2 bis 7 Km |
| ▪ Tiefe Wolken | 0 bis 2 Km |

Bezüglich des allgemeinen Aussehens unterscheidet man 3 Hauptformen:

- Schleierförmig (Cirrus)
- Schichtförmig (Stratus)
- Haufenförmig (Cumulus)

Entstehung der Wolken

Im wesentlichen können Wolken auf zweierlei Weise entstehen:

- ungeordnete Hebung von Luftpaketen
- großflächiges Aufgleiten von Luft

Hierzu siehe auch Kapitel 6.2, da wieder die Konvektion eine beträchtliche Rolle bei der Wolkenentstehung spielt.

Der wichtigste Kondensationsvorgang in der Atmosphäre ist die Wolkenbildung. Das Vorhandensein von Wasserdampf und Kondensationskernen sowie eine Abkühlung der Luft sind hierfür Voraussetzungen. Der bei der Wolkenbildung entscheidende Abkühlungsvorgang ist die adiabatische Temperaturniedrigung beim Aufsteigen von Luft. Mit dem Aufsteigen kühlt sich die Luft zunächst um $1\text{K} / 100\text{m}$ ab. Hat sie sich so weit abgekühlt, dass der Sättigungsdampfdruck gleich dem vorhandenen Dampfdruck ist, so ist die Luft wasserdampfgesättigt und beginnt bei weiterer Hebung und damit Abkühlung zu kondensieren, d.h. Wasserdampfmoleküle lagern sich an die Kondensationskerne an und überziehen diese mit einer Wasserhaut.

Wolkenklassifikation

Bei einer Einteilung der verschiedenen Wolken nach physikalischen Gesichtspunkten könnte man zum einen die Art der Wolkenelemente zur Grundlage machen und würde in diesem Fall Wasserwolken, Eiswolken und Mischwolken unterscheiden. Zum anderen

wäre eine Einteilung nach ihrer Entstehungsart, nach der physikalischen Ursache der Aufwärtsbewegung der Luft, möglich. In diesem Fall hätte man zu unterscheiden zwischen den Konvektionswolken und den Hebungs- oder Aufgleitwolken, wobei z.B. die orographisch erzwungenen Hinderniswolken eine Unterart darstellen. Die heute gebräuchliche internationale Wolkenklassifikation geht auf den Engländer L. Howard (1772 - 1864) zurück, der die Wolken mit lateinischen und damit international verwendbaren Namen versah.

Die bei der Wetterbeobachtung allgemein verwendete Wolkenklassifikation basiert

- a) auf der Höhe der Wolkenuntergrenze,
- b) auf ihrem Aussehen.

Hinsichtlich der Höhe werden unterschieden: tiefe, mittelhohe und hohe Wolken. Über das Aussehen, also die Phänomenologie der Wolken, wird indirekt auch eine Aussage über die Entstehungsart gemacht. So gehören die Cumuluswolken, also die Quell- oder Haufenwolken, zu den Konvektionswolken. Die unterschiedliche Erwärmung benachbarter Gebiete lässt einzelne wärmere Luftblasen entstehen, die aufsteigen und die isolierten Cumuluswolken bilden. Im Gegensatz dazu stehen die flächenhaften Stratusformen, also die Schichtwolken. Sie verdanken ihre Entstehung dem großflächigen Aufsteigen der Luft.

<u>Stockwerk</u>	<u>Wolke</u>	<u>Abkürzung</u>	<u>Niederschläge</u>
Oberes	Cirrus	Ci	keine
	Cirrocumulus	Cc	geringe
	Cirrostratus	Cs	geringe
Mittleres	Alto cumulus	Ac	geringe
	Altostratus	As	anhaltend, leicht
Unteres	Stratocumulus	Sc	geringe
	Stratus	St	geringe
	Cumulus	Cu	keine

Die Wolkengattungen Nimbostratus Ns (Regenschichtwolke) und Cumulonimbus Cb (Gewitter- oder Schauerwolke) haben ihre Untergrenze im unteren Stockwerk. Ihre Obergrenzen reichen aber bis ins mittlere und obere Stockwerk, manchmal bis zur Tropopause.

7. Großwetterlagen

7.1 Drucksysteme

Unter einer *Zyklone* oder einem Tiefdruckgebiet versteht man ein Gebiet tiefen Luftdrucks, in dem der Luftdruck allseitig zum Zentrum hin abnimmt. Eine *Antizyklone* oder ein Hochdruckgebiet ist entsprechend ein Gebiet, in dem der Luftdruck allseitig zum Zentrum hin zunimmt. Beide Drucksysteme sind durch geschlossene, meist kreisförmige bis elliptische Isobaren gekennzeichnet.

Die Druckgebilde die unser Wetter gestalten, entstehen aus dynamischen Gründen. Wegen der Kugelgestalt der Erde ist der Genus an Sonnenstrahlung nicht in allen geographischen Breiten gleich. Dadurch ist es in den niedrigen Breiten wärmer als in den hohen. Man möchte annehmen, dass die Temperatur im Mittel von der Äquatorialzone zu den Polen hin gleichmäßig und stetig abnimmt. Das ist aber eigenartigerweise nicht der Fall. Die Luft neigt nämlich dazu, sehr große, relativ einheitlich temperierte Volumina zu bilden, so genannte Luftmassen. Die von einer einzigen Luftmasse bedeckten Gebiete können mehrere 1000 Km durchmessen. Es liegt nun nahe, dass sich auf der Erde zwei dieser Luftmassen ausbilden: eine warme in den strahlungsreichen Zonen der niedrigen Breiten und eine kalte in den strahlungsarmen, höheren Breiten. Entsprechend ihrer geographischen Lage bezeichnet man sie als *tropische* und als *polare Luftmasse*. Dort, wo die beiden Luftmassen aneinandergrenzen, muss ein Temperatursprung auftreten. Diese relativ schmale Zone, in der sich die Temperatur in horizontaler Richtung ändert, wird *Frontalzone* genannt.

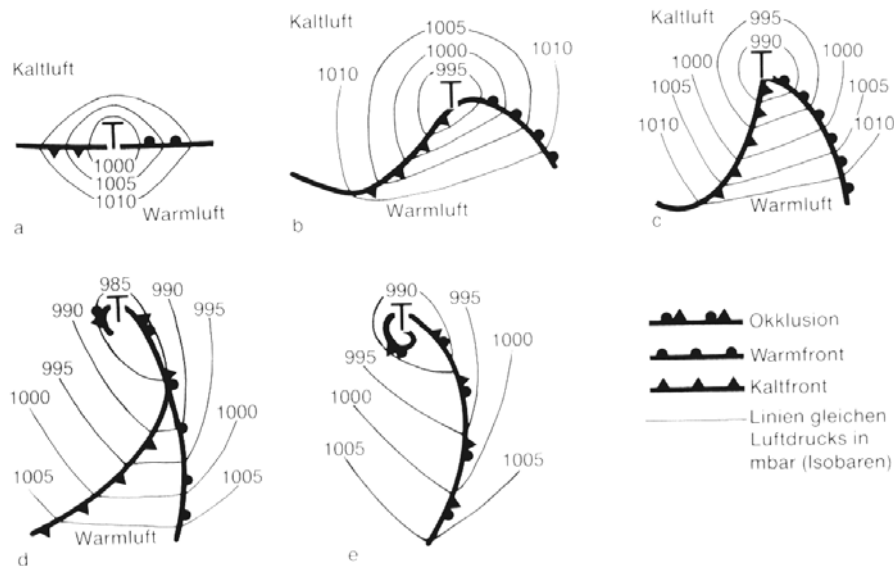


Abb. 83. Entwicklungsstadien eines Tiefdruckgebietes.

Da ein Tiefdruckgebiet an der Grenze zwischen tropischer Warmluft und polarer Kaltluft entsteht, wird auf seiner Ostseite, auch Vorderseite genannt, warme Luft nach Norden und auf seiner Westseite, auch Rückseite genannt, kalte Luft nach Süden geführt. Die auf der Vorderseite nach Norden wandernde Luftmassengrenze, hinter der die warme Luft folgt, heißt *Warmfront*. Sie wird in der Wetterkarte mit halbkreisförmigen Symbolen

gekennzeichnet (rot). Die auf der Rückseite nach Süden vorstoßende Grenze, hinter der die kalte Luft folgt, heißt *Kaltfront*. Sie wird mit spitzen Symbolen versehen (blau). (Abb19) Während der Wanderung der Fronten verlagert sich das Zentrum des Tiefs an die Spitze des mit warmer Luft erfüllten Sektors, der kurz *Warmsektor* heißt. Dabei vertieft es sich durch fortgesetzten Druckfall.

An der Warmfront gleitet die warme Luft wie auf einer schiefen Ebene auf die Vorderseitenkaltluft auf, wobei sie diese gleichzeitig sehr langsam vor sich herschiebt.

Die Entwicklung eines Hochs läuft wesentlich weniger spektakulär ab als die des Tiefs. Das hat zwei Gründe. Erstens gelingt es der ohnehin schwachen Divergenz am Boden nicht, Fronten zu entwickeln. Zweitens, und das ist sogar noch wichtiger, bewirkt die absinkende Bewegung im Hoch eine adiabatische Erwärmung mit Abtrocknung und Wolkenauflösung. Die Folge ist, dass sich schönes Hochdruckwetter einstellt. Hochdruckgebiete können riesige Ausmaße annehmen. In extremen Fällen überdecken sie ganze Kontinente.

8. Wetterkarten

8.1 Boden- und Höhenwetterkarten

Zum Studium der Druckverteilung im Meeresniveau werden die auf NN reduzierten Luftdruckwerte in die Bodenwetterkarte eingetragen. Die Auswertung erfolgt dadurch, dass man alle Stationen, die den gleichen Luftdruck haben, durch Linien verbindet. Diese *Linien gleichen Luftdruckes* heißen *Isobaren*. Sie werden normalerweise im Abstand von 5 zu 5 hPa gezeichnet. Bei ausreichender Größe des Wetterkartenausschnitts treten in sich geschlossene Isobaren auf, wobei die Kerngebiete dieser geschlossenen Isobaren entweder ein Gebiet relativ hohen Druckes, ein Hochdruckgebiet, oder eine Zone relativ niedrigen Druckes, ein Tiefdruckgebiet, einschließen.

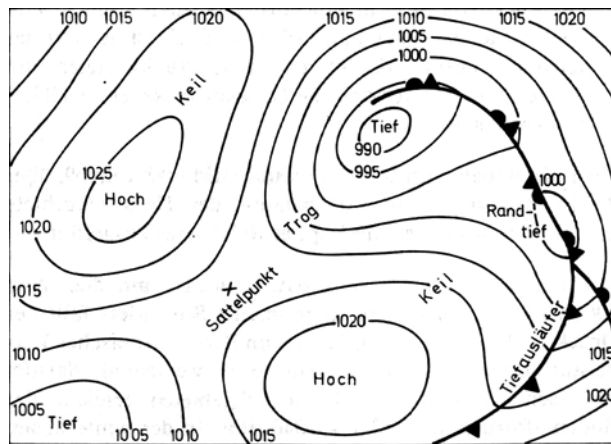
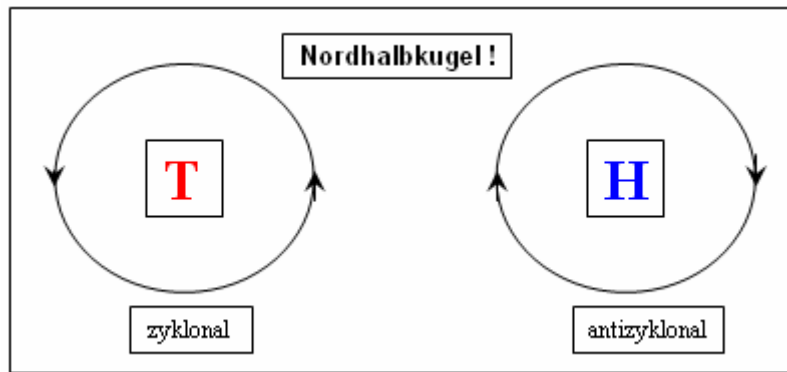


ABB. 20 TYPISCHE ISOBAREN IM LUFTDRUCKFELD

Im meteorologischen Sprachgebrauch wird ein Hochdruckgebiet einfach als *Hoch*(H) und ein Tiefdruckgebiet als *Tief*(T) bezeichnet. Im Gleichgewicht zwischen Druck- und Windfeld wird ein Tief auf der Nordhalbkugel von einer Ringströmung gegen den Uhrzeigersinn, ein Hoch von einer Ringströmung im Uhrzeigersinn umflossen. Eine Strömung gegen den Uhrzeigersinn nennt man zyklonal, im Uhrzeigersinn antizyklonal. Aus diesem Grunde nennt man das Tief auch *Zyklone* und das Hoch *Antizyklone*.



Die Abb.7 zeigt eine Darstellung des Bodenluftdruckfeldes mit typischen Isobarenformen. Neben den allgemeinen Bezeichnungen Tiefdruckgebiet und Hochdruckgebiet haben sich zur Beschreibung des Luftdruckfeldes noch folgende Begriffe eingebürgert:

- *Randtief*: Ein kleines Tief innerhalb eines ausgedehnten Tiefs, das noch von wenigstens einer Isobare des Haupttiefs umschlossen wird.
- *Tiefdrucktrog*: Eine langgestreckte Zone tiefen Druckes mit Tiefstwerten entlang einer Linie, der Troglinie oder -achse, die gleichzeitig die Linie stärkster zyklonaler Isobarenkrümmung darstellt.
- *Tiefdruckausläufer*: Ein Tiefdrucktrog, in dessen Bereich eine Front liegt.
- *Tiefdruckrinne*: Eine langgestreckte Tiefdruckzone, die nicht von Isobaren durchquert wird.
- *Hochdruckkeil* oder *Hochdruckbrücke*: Eine langgestreckte Zone hohen Druckes mit Höchstwerten entlang einer Linie, der Keillinie oder -achse, die gleichzeitig die Linie stärkster antizyklonaler Isobarenkrümmung darstellt.
- *Hochdruckbrücke*: Ein Hochdruckrücken, der zwei Hochdruckgebiete miteinander verbindet.
- *Sattelpunkt*: Der neutrale Punkt, der sich zwischen je zwei Tiefdruckgebieten und Hochdruckgebieten ergibt, wenn diese schachbrettartig angeordnet sind. Er ist der Ort des tiefsten Druckes zwischen zwei Hochdruckgebieten und gleichzeitig der Ort höchsten Druckes zwischen den Tiefdruckgebieten.

Der Luftdruck im Meeresniveau schwankt um den Wert 1000 hPa. Im Kern eines ausgeprägten Sturmtiefs fällt der Druck auf 970 hPa - 950 hPa, und im Bereich tropischer Wirbelstürme wurden sogar Druckwerte von weniger als 900 hPa gemessen. In kräftigen Hochdruckgebieten erreicht der Bodenluftdruck 1030 hPa - 1040 hPa. In der winterlichen Antizyklone über Sibirien wurden Drucke nahe 1080 hPa ermittelt, wobei allerdings wegen des Reduktionseffekts diese Werte mit einer gewissen Unsicherheit behaftet sind.

Im folgenden soll nun auf die *Höhenwetterkarten* eingegangen werden, die ihre Bedeutung dadurch erhalten, dass sie nicht mehr den Bodendruck wiedergeben, sondern die

geographische Höhe bei einem bestimmten Druck und auch noch andere Parameter in der Höhe zeigen.

Die Vorgänge, die unser Wetter hervorrufen, finden (hauptsächlich) in der Troposphäre statt. Natürlich beeinflussen die Vorgänge in einer bestimmten Höhe auch die Abläufe in anderen Schichten der Atmosphäre. Das, was wir als Wetter erleben, wird maßgeblich bestimmt durch Vorgänge in größeren Höhen. Es ist also leicht einzusehen, dass man die Abläufe, die unser Wetter hervorrufen, nur verstehen und erst recht nur vorhersagen kann, wenn man alle relevanten Atmosphärenschichten berücksichtigt. Der Vorteil des Höhenwetters ist, dass es nicht den kurzfristigen und sprunghaften Einflüssen unterliegt, denen das Bodenwetter durch Tag-/ Nachtwechsel, Erwärmung/ Abkühlung des Bodens, aber auch Topologie, Reibung des Windes an der Erdoberfläche usw. ausgesetzt ist. Somit lassen sich die tatsächlichen Tendenzen besser aus dem Chaos herausfiltern als an Hand des Bodenwetters.

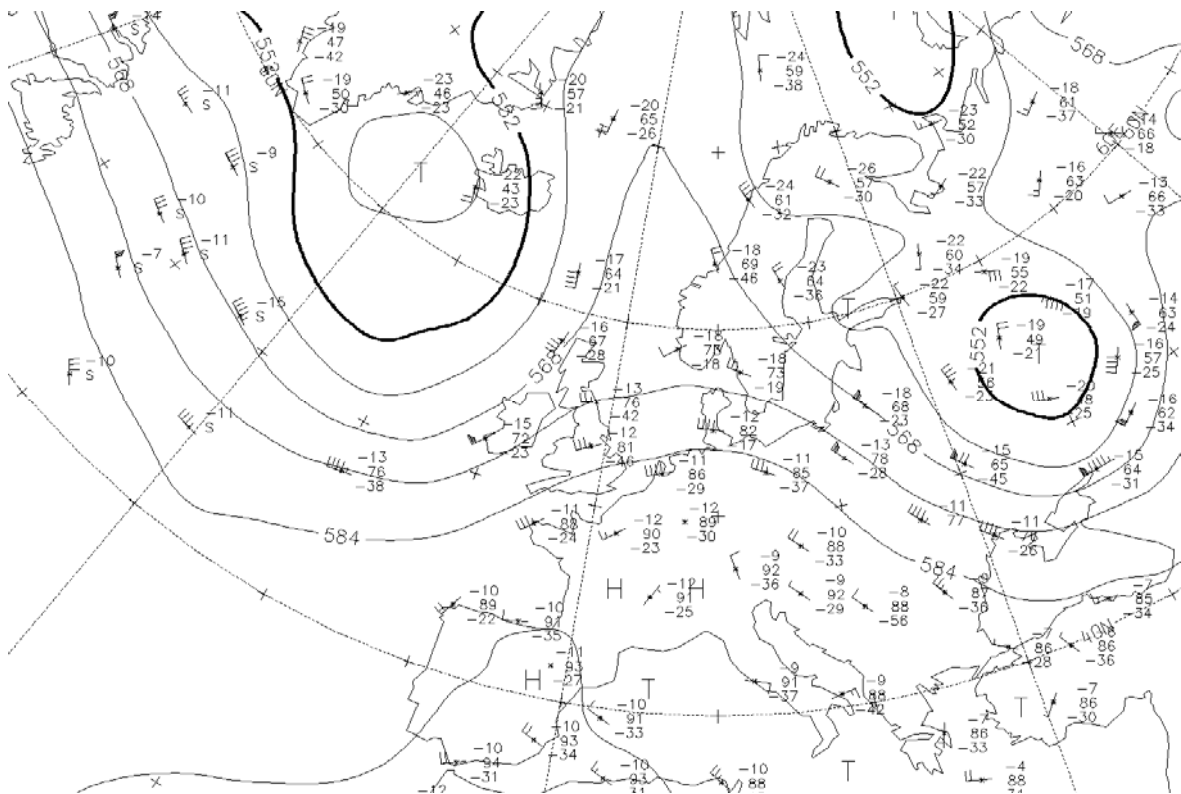


ABB. 21 500 hPa KARTE VOM 11.08.98 00 UTC

Eine typische Höhenwetterkarte ist die 500 hPa Karte, wie sie in *Abb. 21* dargestellt ist. Diese Karte stellt eine Schicht dar, die bei einem Druck von 500 hPa liegt, also bei etwa 5500m. Die Linien in der Karte sind *Isohypsen*, welche die *Orte gleicher geographischer Höhe* bei einem Druck von 500 hPa verbinden. Es herrscht also überall der gleiche Druck von 500 hPa, nur die Orte liegen alle verschieden hoch. Die Karten mit den Schichthöhen sind zu lesen wie eine Landkarte. Die Höhenschichtlinien entsprechen den Höhenlinien eines Gebirges. Die Erhebungen (Rücken) sind die im Mittel warmen Hochdruckgebiete, die Täler (Tröge) die im Mittel kalten Tiefdruckgebiete. Außerdem werden Wind, Temperatur und Taupunkt in den Stationsmeldungen angegeben. Aus der Höhenströmung lässt sich die Zugrichtung der Druckgebilde erkennen.

Eine weitere häufig betrachtete Höhe ist die 850 hPa-Schicht, die unserem Bodenwetter wesentlich näher kommt (ca. 1500m), aber immer noch die schon erwähnten Vorteile des Höhenwetters bietet.

8.2 Lesen und verstehen der Wetterkarten

Die Bodenkarte ist der uns im Allgemeinen vertraute Typ, wie er in den Medien verbreitet wird. Hier wird das von der Erde aus beobachtete Wetter dargestellt. Luftdruckzentren von Hochs und Tiefs markiert man mit H beziehungsweise mit T, des Weiteren werden Fronten und Regengebiete eingezeichnet. Der Oberbegriff Bodenkarte umfasst verschiedene Sonderformen: Bodenwetteranalyse, Bodenwettervorhersage, Stationskarte.

Der am meisten verbreitete Wetterkartentyp ist die Bodenanalysekarte. In einer Region, wie zum Beispiel Europa, wurde das dort gemessene und beobachtete Wetter von vielen hundert Wetterstationen zu einem nationalen Rechenzentrum gesendet und dort von Meteorologen analysiert. Aus den Messwerten erkennt man, wo Hochs und Tief sind und wo sich Gebiete mit bestimmten Wetteraktivitäten befinden.

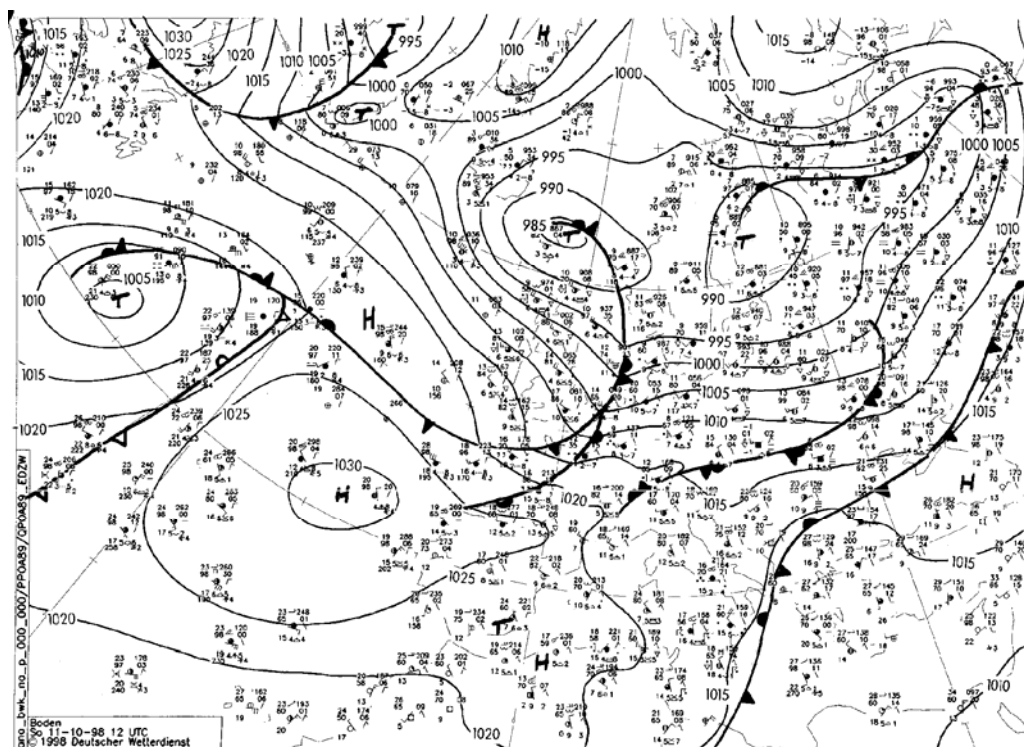


ABB.22 BODENWETTERANALYSEKARTE MIT STATIONSMELDUNGEN

Aus der Isobarendrängung und deren Verlauf lässt sich auf Windrichtung und -stärke schließen. Bei der Betrachtung von Tiefs und Hoch kann man schon erkennen, woher einzelne Luftmassen herantransportiert werden. Die Stationsmeldungen geben weiter darüber Aufschluss, welche Wettererscheinungen am Boden herrschen.

Kapitel
9

9. Meteorologische Information und Dokumentation

9.1 Organisation des Flugwetterdienstes

Fast alle Staaten unterhalten Wetterdienste. Ihre Koordination erfolgt durch die *World-Meteorological-Organisation* WMO, einer Unterorganisation der UNO, mit Sitz in Genf. Den Flugwetterdienst betreffende Fragen werden von der ICAO in Montreal (Kanada) bearbeitet.

Der *Deutsche Wetterdienst* DWD ist für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland mit der Durchführung des Flugwetterdienstes beauftragt. Seine Zentrale befindet sich in Offenbach/Main. Seine nachgeordneten Dienststellen sind die *Regionalen Vorhersagezentren* RZ, wie z.B. Hamburg, Frankfurt, München, Stuttgart. Sie sind rund um die Uhr mit Meteorologen besetzt. Flugwetterwarten unterstehen den regionalen Vorhersagezentralen.

Die Gebietsvorhersagezentrale RAFC Frankfurt (Regional Area Forecast Center) erstellt die Flugwetterkarten für Europa, die über den DWD ausgestrahlt werden und Beratungsgrundlage vor allem für den Linien- und Charterverkehr sind.

9.2 METAR

METAR = METeorological Aerodrome Routine Report

Alle internationalen Flughäfen übermitteln halbstündig verschlüsselte Bodenwettermeldungen an die nationalen Wetterdienstzentralen, von wo aus sie international verbreitet werden.

Inhalt der Meldungen sind folgende:

Bodenwind, Sichtweite, Landebahnsicht, Wetter vor oder zu Zeit der Beobachtung, Bewölkung, CAVOK, Temperatur und Taupunkt, Luftdruck QNH, Landewettervorhersage.

9.3 TAF

TAF = Terminal Aerodrome Forecast (Flugplatzwetter-Vorhersage)

Der TAF enthält alle flugmeteorologisch wichtigen Informationen über den Ort, für den er - für einen bestimmten Zeitraum - aufgestellt wurde. Er ist ein wichtiges Hilfsmittel für den weltweiten Beratungsdienst. Die Wetterdienststellen der Flughäfen erstellen alle drei Stunden eine neue Vorhersage, die jeweils neun Stunden gültig ist.

9.4 SIGMET

SIGMET = Significant meteorological phenomena

SIGMETs werden von den Fluginformationsdiensten (FIS) in englischer Sprache über Funk verbreitet. Sie melden insbesondere das (zu erwartende) Auftreten von gefährlichen Erscheinungen, wie Gewitter, Böen, Hagel, Turbulenzen, usw.

9.5 GAFOR

GAFOR = General Aviation Forecast

Der GAFOR wird im GAFOR - Code erstellt und dient der Flugwettervorhersage in der Allgemeinen Luftfahrt. Die Vorhersagen beziehen sich ausschließlich auf Sicht und Wolkenuntergrenze mit einem Bedeckungsgrad von 4/8 oder mehr.

Unterteilung des GAFOR - Codes:

CHARLIE, OSCAR (offen), DELTA (schwierig), MIKE (kritisch), X-RAY (geschlossen).

9.6 Möglichkeiten der Wetterplanung über Fax und Internet

Mittlerweile ist es möglich über weitere Medien meteorologische Informationen zu bekommen.

Der Deutsche Wetterdienst hat einen Faxabruf-Server im Betrieb, von wo man eine Menge Karten, Wettervorhersagen und andere interessante Wetter spezifische Informationen erhalten kann. Zur Zeit der Erstellung dieses Skriptes war der Server noch aktiv, es kann sich natürlich jeder Zeit etwas an der Rufnummer und am Inhalt ändern.

Unter der Rufnummer **069 / 80 56 1** erhält man eine Produktliste des Fax-Servers auf der die verschiedenen Angebote für Segelflug, Ballone, VFR, IFR, usw. aufgeführt sind.

Eine interessante Nummer für Segelflieger dürfte die **069 / 80 56 713** sein, unter der man sich eine Bodenanalysekarte, die 500 hPa-Karte und eine Vorhersagekarte faxen lassen kann.

In der Boomzeit des Internets müssen hier auch einige Adressen folgen, die sehr gute Produkte über unser Wetter liefern.

Wetter Links

wetteronline.de	wetterzentrale.de	wetter.com
Radarbild, Wetterkarten, Weltwetter	Karten, Sat, Topkarten	Wetterseite des DWD
jeppesen	eumetsat.de	OWS (USAFE)
Jeppesen Wette mit Karten	Satbilder	Bodenanalyse und Vorhersage
wolkenatlas.de		
Karlsruher Wolkenatlas		

