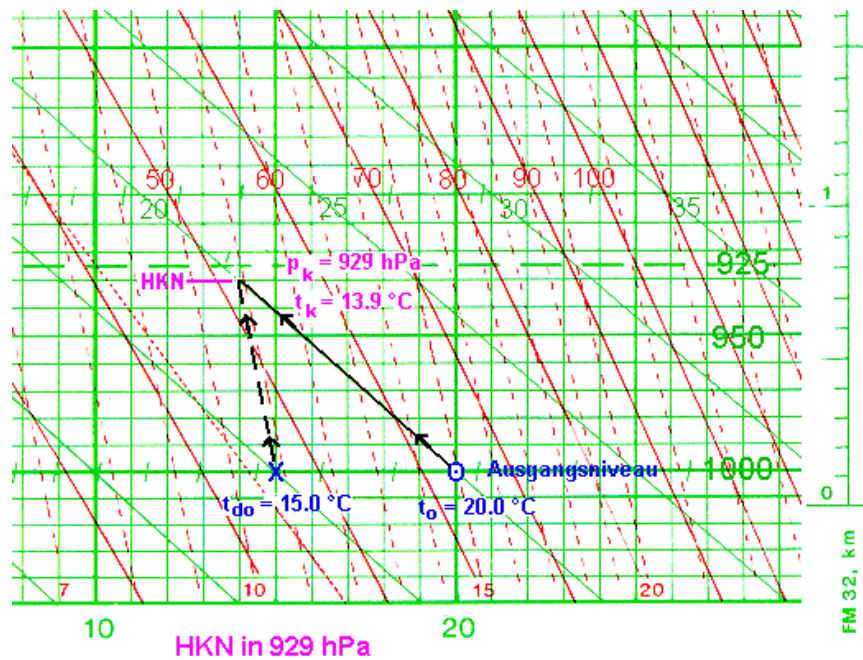


Wolkenschnüffler



Allgemeine Meteorologie - Aerologie -



Meteorologische Parameter im thermodynamischen Diagrammpapier (nach G. Stüve)

Michael F. H. Krutina

Stand: Mai 2006

D:\Webseite\Deckblätter\Met. Parameter Webseite.wpg

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Allgemeines	1
1.1 Trockenadiabaten	2
1.2 Linien gleichen Sättigungsmischungsverhältnis	3
1.3 Feuchtadiabaten	4
1.4 Das Stüvediagramm (FA 1/2A2 Z)	6
1.4.1 Koordinatensystem	6
1.4.2 Inhalt	7
1.5 T, log p-Diagramm	11
2. Meteorologische Parameter im Stüvediagramm	13
2.1 Temperatur t (T)	14
2.2 Sättigungsmischungsverhältnis r_w	16
2.3 Mischungsverhältnis r	18
2.4 Sättigungsdampfdruck E	20
2.5 Dampfdruck e	22
2.6 Taupunkt t_d	24
2.7 Taupunktdifferenz D, t - t_d	26
2.8 Relative Luftfeuchte U	27
2.9 Potentielle Temperatur ϑ (Θ)	29
2.10 Äquivalenttemperatur t_e (T_e)	30
2.11 Potentielle Äquivalenttemperatur ϑ_e (Θ_e)	31
2.12 Statische Stabilität (Parcel-Methode)	32
2.12.1 Statische Stabilität eines feuchten Luftpaketes	34
2.12.2 Statische Stabilität eines gesättigten Luftpaketes	38
2.12.3 Statische Stabilität im TEMP	39
2.13 Hebungskondensationsniveau (HKN)	42
2.14 Bedingte und latente Labilität	43
2.14.1 Allgemeines	43
2.14.2 latente Labilität	44
2.15 Pseudo-Äquivalenttemperatur t_{se}	45
2.16 Pseudopotentielle Temperatur ϑ_{ps} (Θ_{ps})	46
2.17 Pseudo-Feuchttemperatur t_{sw}	48
2.18 Virtuelle Temperatur t_v	49
2.19 Stau und Föhn	51
2.19.1 Allgemeines	51
2.19.2 Stau und Föhn im Alpenraum	57
2.19.3 Ermittlungsmethode (Föhn im TEMP)	66
2.20 Konvektionskondensationsniveau (KKN)	68
2.21 Quellwolkenobergrenze	72
2.22 Labilitäts- und Stabilitätsenergie	73
2.23 Auslöseenergie und -Temperatur t_a	74
3. Lösungen der Übungsaufgaben	78
Weil im Deutschen Wetterdienst das Stüvediagramm in drei verschiedenen Maßstäben existiert, können die Ergebnisse beim Nachvollziehen der Übungsaufgaben bis zu einigen Zehnteln von den hier aufgeführten Werten abweichen.	
4. Register	79
5. Formelgrößen und Symbole	85

1. Allgemeines

Weil die meisten Beobachtungen einer Bodenstation nur Wetterelemente und -abläufe in der näheren Umgebung erfassen, werden viele meteorologischen Vorgänge überhaupt nicht oder nur indirekt wahrgenommen. Aus diesem Grunde werden mehrmals täglich zusätzlich zu den Wetterbeobachtungen der Bodenstationen an mehreren hundert Orten der Erde Luftdruck, Lufttemperatur, Luftfeuchte und Wind bis in Höhen von etwa 30 km gemessen.

Um diese besonders für die synoptische Meteorologie und Flugmeteorologie so wichtigen Messergebnisse in der Praxis anschaulich darstellen und rasch auswerten zu können, werden diese Daten in speziell dafür entwickelte Diagrammpapiere eingetragen. Die aus den Messwerten gezeichneten Kurven stellen den augenblicklichen Zustand der Atmosphäre dar und werden deshalb Zustandskurven genannt.

Diese Diagrammpapiere sind in ihrem Aufbau den in der Atmosphäre ablaufenden physikalischen Prozessen, von denen ein Teil gemeinhin als Wetter bezeichnet wird, entsprechend angepasst.

Weil diese Vorgänge die Wechselbeziehungen zwischen Energie (Wärme-, Bewegungsenergie, potentielle Energie) und mechanischer Arbeit, Thermodynamik genannt, einschließen, heißen die in der Meteorologie zur Darstellung von troposphärischen Messwerten benutzten Diagramme auch thermodynamische Diagrammpapiere. Sie zeigen Kurvenscharen, mit deren Hilfe sich die in der Atmosphäre stattfindende thermodynamische Vorgänge im Diagrammpapier nachvollziehen lassen. Diese Kurven nennt man Vorgangskurven.

Die wohl bekanntesten thermodynamischen Diagrammpapiere, die im praktischen Dienst des DWD verwendet werden, sind das T, log p-Diagramm und das Diagrammpapier nach G. Stüve.

Das Stüvedigramm und das T, log p-Diagramm enthalten folgende Vorgangskurven :

- Trockenadiabaten,

- Feucht- oder Sättigungsadiabaten (Pseudoadiabaten) und

- Linien gleichen Sättigungsmischungsverhältnisses.

1.1 Trockenadiabaten

Ein adiabatischer (nicht hindurchgehend, undurchdringlich) Prozess ist ein Vorgang, bei dem durch eine gedachte Hülle um ein physikalisches System keine Wärme hindurchgeht. In der Meteorologie betrachten wir dazu eine kleinere abgeschlossene Gasmenge, Luftpaket genannt, das aus seiner Umgebung weder Wärme aufnimmt noch Wärme nach außen abgibt.

Gelangt dieses Luftpaket unter geringeren Druck, so dehnt es sich aus und muss dabei gegen seine Umgebung Ausdehnungsarbeit leisten. Die dazu benötigte Energie entnimmt es seinem Wärmeinhalt und kühlt sich deshalb ab.

Gerät ein Luftpaket dagegen unter höheren Druck, so wird es zusammengepresst und gewinnt dadurch an Energie, so dass sich seine Temperatur erhöht. Erfolgt diese Kompression oder Expansion der Luft relativ rasch, so dass kein Wärmeaustausch mit der Umgebungsluft stattfindet, liegt eine adiabatische Zustandsänderung vor.

Da die Atmosphäre kompressibel ist und der Luftdruck mit der Höhe abnimmt, dehnt sich ein aufsteigendes Luftquantum aus und kühlt sich deshalb ab, während es beim Absinken komprimiert wird, so dass seine Temperatur zunimmt.

Diese physikalischen Vorgänge lassen sich auch im täglichen Leben beobachten. Wird Luft zum Beispiel mit einer Fahrradpumpe komprimiert, so erhitzt sie sich relativ stark. Erfolgt dagegen wie beim Gebrauch einer Spraydose eine Expansion, so tritt eine relativ große Abkühlung ein. Die Temperaturerniedrigung kann beim Ausströmen von Kohlendioxid aus seiner Druckflasche so groß sein, dass sich selbst bei normalen Raumtemperaturen Kohlendioxidschnee bildet. Atmosphärische Vorgänge können grundsätzlich als adiabatische Prozesse betrachtet werden, weil

- Luft ein schlechter Wärmeleiter ist,
- das Luftquantum sich nur langsam mit der Umgebungsluft durchmischt und
- die Sonnenstrahlung während des zeitlich schnell ablaufenden Vorganges nur einen minimalen Energietransport ergibt.

Diese in der Troposphäre ablaufenden adiabatischen Vorgänge bei Vertikalbewegungen eines trockenen oder feuchten Luftpaketes können im thermodynamischen Diagrammpapier mittels der Vorgangskurven der Trockenadiabaten nachvollzogen werden.

Die formelmäßige Beziehung zwischen Temperatur und Druck für einen trockenadiabatischen Prozess liefert die Poissonsche Gleichung.

Gleichung von Poisson (Form. 1)

$$T = T_o \left(\frac{p}{p_o} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} [K]$$

- T : Temperatur [K] des trockenen Luftpaketes nach seiner Vertikalbewegung im Endniveau
- T_o : Temperatur [K] des trockenen Luftpaketes vor seiner Vertikalbewegung (Ausgangsniveau)
- p_o : Druck [hPa] des Luftpaketes im Ausgangsniveau
- p : Druck [hPa] des Luftpaketes im Endniveau
- R_d : Individuelle Gaskonstante für trockene Luft;
R_d = 287.05 J kg⁻¹ K⁻¹
- c_p : spez. Wärmekapazität trockener Luft; c_p = 1005 J kg⁻¹ K⁻¹

Diese Gleichung gilt genau genommen nur für absolut trockenen Luft, kann aber mit einem Fehler von weniger als 0.1° auch für feuchte Luft benutzt werden, sofern keine Kondensation eintritt.

Mit dieser Formel lässt sich nun die Temperaturänderung eines trockenen oder feuchten Luftquantums bestimmen, wenn es in der Atmosphäre Vertikalbewegungen ausführt. Die Abkühlung oder Erwärmung beim Auf- oder Absteigen beträgt ca. 1 K pro 100 m Höhenänderung und wird als trockenadiabatischer Temperaturgradient γ_d bezeichnet.

Trockenadiabatischer Temperaturgradient γ_d : Temperaturänderung eines trockenen oder feuchten Luftpaketes bei Vertikalbewegungen $\Rightarrow \gamma_d = 1 \text{ K pro } 100 \text{ m}$

1.2 Linien gleichen Sättigungsmischungsverhältnis

Betrachtet man im Diagrammpapier thermodynamische Prozesse, so 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.

Bewegt sich ein Luftpaket in der Atmosphäre in vertikaler Richtung, so ändert sich sein Druck, seine Temperatur und sein Volumen. Damit ändern sich auch alle maximalen Feuchtegrößen und die Parameter Dampfdruck e, Taupunkt t_d, Taupunktdifferenz t - t_d, absolute Feuchte a und relative Luftfeuchte U. Solange keine Wasserdampfsättigung eintritt, bleiben jedoch das Mischungsverhältnis r und die spezifische Luftfeuchte q konstant. Verlaufen also die Zustandsänderungen eines Luftpaketes trockenadiabatisch (U = 1 - 99%), bleiben das Mischungsverhältnis r und die spezifische Feuchte q gleich.

Das ist der Grund dafür, dass im Stüvediagramm zur Darstellung der Luftfeuchte das Mischungsverhältnis r verwendet wird. Damit geben die Vorgangskurven des Sättigungsmischungsverhältnisses r_w die Taupunktsänderung t_d eines ungesättigten oder feuchten Luftpaketes bei Vertikalbewegungen an.

1.3 Feuchtadiabaten

Wird ein feuchtes Luftquantum in der Troposphäre gehoben, so kühlt es sich beim Aufstieg trockenadiabatisch um 1 °C pro 100 m ab, das Mischungsverhältnis r ändert sich jedoch nicht. Erreicht das Luftpaket dabei eine Höhe, in der Wasserdampfsättigung eintritt, das Kondensationsniveau, kondensiert bei weiterer Hebung der überschüssige Wasserdampf fortlaufend zu Wolkentröpfchen, so dass latente Wärmeenergie freigesetzt wird.

Latente Wärme (Form. 2)

$$L = 2501 - 2.33 t \quad [\text{kJ kg}^{-1}]$$

L : Freiwerdende Kondensationswärme pro kg Wasserdampf bei einem Luftdruck von $1013,25\text{ hPa}$
 t : Temperatur [°C]

Die Abkühlung des Luftpaketes bei einem Hebungsprozess und die Erwärmung beim Absinken ist um den Betrag der freiwerdenden Kondensationswärme bzw. der benötigten Verdunstungsenergie geringer als beim trockenadiabatischen Prozess. Dieser Vorgang heißt deshalb

- sublimationsadiabatischer Vorgang bei Sublimation bzw.
- kondensationsadiabatischer Prozess bei Kondensation.

Weil in der Atmosphäre die Eisbildung überwiegend über das Tröpfchenstadium stattfindet, sind in die thermodynamischen Diagrammpapiere grundsätzlich nur Kondensationsadiabaten, die auch als Feuchtadiabaten bezeichnet werden, eingedruckt. Der kondensationsadiabatische Prozess wird deshalb auch feuchtadiabatischer Vorgang genannt. Dieser Ablauf ist adiabatisch für das gesamte Wolkenluftpaket, aber er ist nicht adiabatisch, wenn man die einzelnen Bestandteile dieses Luftquantums, das aus trockener Luft, gesättigtem Wasserdampf und Kondensationsprodukten besteht, betrachtet.

Die Feucht- oder Sättigungsadiabaten sind damit Vorgangskurven, welche die Temperaturänderung gesättigter Luft bzw. von Wolkenluft angeben, wenn sich der Druck ändert.

Da der Betrag der Kondensations- bzw. Verdunstungswärme von der Menge des kondensierenden Wasserdampfes oder verdunstenden Wassers abhängt, ist die Temperaturänderung gesättigter Luft mit der Höhe nicht konstant. Sie beträgt 0.3 bis 1.0 K pro 100 m und wird als feuchtadiabatischer Temperaturgradient γ_w bezeichnet.

Feuchtadiabatischer Temperaturgradient γ_w : Temperaturänderung eines gesättigten Luftpaketes bei Vertikalbewegungen $\Rightarrow \gamma_w = 0.3 - 1 \text{ K pro } 100 \text{ m}$

Die graphische Darstellung der Feuchtadiabaten im thermodynamischen Diagramm-papier lässt erkennen, dass bei großem Druck und hoher Temperatur ein Wert von $\gamma_w = 0.3$ Kelvin pro 100 m und bei niedrigem Druck und tiefer Temperatur eine Änderung von fast 1 K/100 m auftritt. Der Grund hierfür ist, dass die Menge des kondensierenden Wasserdampfes (pro Grad Celsius Temperaturänderung) bei hohen Temperaturen groß ist, so dass viel Wärmeenergie frei wird, und umgekehrt bei tiefen Temperaturen klein ist, so dass der latente Wärmegewinn gering bleibt (s. Tab. 1).

Feuchtadiabatischer Temperaturgradient γ_w in Abhängigkeit von der Temperatur bei einem Luftdruck von 1000 und 500 hPa (Tab. 1)

Temperatur [°C]	Feuchtadiabatischer Temperaturgradient γ_w [K/100 m]	
	in 1000 hPa	in 500 hPa
30	0.37	–
25	0.40	0.31
20	0.44	0.34
15	0.48	0.37
10	0.54	0.41
5	0.60	0.46
0	0.66	0.51
-5	0.72	0.58
-10	0.78	0.65

1.4 Das Stüvedigramm (FA 1/A2 Z)

1.4.1 Koordinatensystem

Das Stüvedigramm weist ein rechtwinkeliges Koordinatensystem auf. Die Abszisse zeigt eine lineare Skala der Temperatur, und auf der Ordinate ist der Luftdruck in einem potentiellen Maßstab p^{κ} aufgetragen. Der Exponent κ ist eine Konstante und lässt sich wie folgt berechnen:

Exponent κ (Form. 3)

$$\kappa = \frac{R_d}{c_p} = \frac{c_p - c_v}{c_p} = 0.2859$$

- R_d : Individuelle Gaskonstante trockener Luft;
 $R_d = 287.05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
- c_p : Spezifische Wärmekapazität von trockener Luft bei konstantem Druck; $c_p = 1005 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
- c_v : Spezifische Wärmekapazität von trockener Luft bei konstantem Volumen; $c_v = 718 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$

Durch den Maßstab p^{κ} wird eine mit der Höhe geringer werdende Druckabnahme ausgedrückt, was weitgehend den tatsächlichen Verhältnissen der Atmosphäre entspricht.

a) Isothermen

Senkrechte, im gleichen Abstand von 1 zu 1 Grad Celsius verlaufende grüne Geraden von $-80 \text{ }^{\circ}\text{C}$ bis $40 \text{ }^{\circ}\text{C}$.

b) Isobaren

Horizontal verlaufende grüne Geraden, deren Abstand mit der Höhe zunimmt (s. Tabelle).

Abstand der Isobaren im Stüvedigramm (Tab. 2)

Druckniveau	Abstand der Isobaren von
1050 bis 250 hPa	10 zu 10 hPa
250 bis 100 hPa	5 zu 5 hPa
100 bis 20 hPa	2 zu 2 hPa
20 bis 10 hPa	1 zu 1 hPa
10 bis 1 hPa	0.5 zu 0.5 hPa

1.4.2 Inhalt

1.4.2.1 Vorgangskurven

1.4.2.1.1 Trockenadiabaten

Trockenadiabaten erscheinen im Stüvediagramm aufgrund des potentiellen Maßstabes p^k als Geraden, die sich als grüne Linien von rechts unten nach links oben erstrecken, sich mit abnehmendem Druck allmählich nähern und die 1000-hPa-Isobare in Abständen von 5 zu 5 °C schneiden. Trockenadiabaten sind Linien gleicher potentieller Temperatur ϑ und zeigen an, wie sich die Temperatur eines trockenen, feuchten oder ungesättigten Luftpaketes bei Vertikalbewegungen ändert.

1.4.2.1.2 Feucht- oder Sättigungsadiabaten

Feuchtadiabaten (Pseudoadiabaten) sind im Stüvediagramm rot ausgezogene Kurvenscharen, die von rechts unten nach links oben verlaufen und die Bezifferung der Trockenadiabaten tragen, denen sie sich bei niedriger Temperatur bzw. geringem Mischungsverhältnis asymptotisch nähern.

Die Feuchtadiabaten sind Vorgangskurven, die angeben, wie sich die Temperatur, der Taupunkt und die Feuchttemperatur eines gesättigten Luftquantums bzw. Wolkenluftpaketes bei Vertikalbewegungen ändern.

1.4.2.1.3 Linien gleichen Sättigungsmischungsverhältnisses

Diese Vorgangskurven geben an, wie sich der Taupunkt eines ungesättigten Luftpaketes bei Vertikalbewegungen ändert. Im Stüvediagramm sind sie als rot gestrichelte, nahezu geradlinig verlaufende Linien, die schwach gegen die tieferen Temperaturen geneigt sind, von 0.01 bis 50 g kg⁻¹ eingezeichnet. Mit ihnen lässt sich der Wasserdampfgehalt der Luft und das Kondensationsniveau ermitteln.

Sättigungsmischungsverhältnis r_w (Form. 4)

$$r_w = 622 \frac{E}{p - E} \quad [g \text{ kg}^{-1}]$$

r_w : Sättigungsmischungsverhältnis [g kg⁻¹]
E : Sättigungsdampfdruck [hPa]
p : Luftdruck [hPa]

Die Gleichung des Sättigungsmischungsverhältnisses zeigt, dass das r_w dem Sättigungsdampfdruck E und damit der Temperatur proportional und dem Luftdruck p umgekehrt proportional ist. Das bedeutet, dass r_w mit steigender Temperatur und abnehmendem Druck zunimmt, wobei aber die Abhängigkeit von der Temperatur wesentlich größer als die vom Druck ist.

Die Druckabhängigkeit ist im Stüvediagramm aus der schwachen Neigung der Linien gleichen Sättigungsmischungsverhältnisses gegen die tieferen Temperaturen zu ersehen, die Temperaturabhängigkeit aus der Zunahme von r_w mit steigender Temperatur von links nach rechts von 0.01 bis 50 g kg⁻¹.

1.4.2.2 ICAO-Standardatmosphäre

Der Temperaturverlauf der ICAO-Standardatmosphäre ist im Stüvediagramm als dünne, rot gestrichelte Linie dargestellt, die im Druckniveau von 1050 hPa mit der Temperatur von 17.0 °C beginnt.

Werte der ICAO-Standardatmosphäre (Tab. 3)

Höhe [m über NN]	Luftdruck [hPa]	Lufttemperatur [°C]	Vertikale Temperaturänderung [K pro 1000 m]
-300	1050	17.0	-6.5 \Rightarrow Abnahme bis 11000 m
0	1013.25	15.0	
11000 (Tropopause)	226.3	-56.5	0.0 \Rightarrow keine Änderung bis 20000 m
20000	54.7	-56.5	1.0 \Rightarrow Zunahme von 20 - 32 km
30000	11.7	-46.5	1.0

1.4.2.3 Skalen

1.4.2.3.1 Höhenskala der ICAO-Standardatmosphäre

Die Höhenskala der ICAO-Standardatmosphäre ist in geopotentiellen Kilometern und geopotentiellen Hektofuß am linken Rand des Stüvediagramms zu finden.

1.4.2.3.2 Höhenskala nach FM 32

Der rechte Rand des Stüvedigramms zeigt die Höhenskala in Kilometern nach dem Pilotschlüssel für Landstationen (FM 32).

1.4.2.3.3 Skala des virtuellen Temperaturzuschlages für gesättigte Luft

Die Skalen des virtuellen Temperaturzuschlages für gesättigte Luft sind als kurze grüne Schrägstriche, `Grashalme` genannt, auf den Hunderter-Isobaren des Stüvedigramms eingetragen. Der Abstand der `Grashalme` voneinander in Grad Celsius gibt den virtuellen Temperaturzuschlag $t_{vz100\%}$ für gesättigte Luft an.

1.4.2.3.4 Skala für die Taupunktdifferenz $t - t_d$

Die Skala für die Taupunktdifferenzkurve befindet sich unmittelbar unterhalb der 1000-hPa-Isobare und beginnt bei der Temperatur von -50 °C mit 0 °C .

1.4.2.3.5 Skala für die relative Luftfeuchte U

Im Druckniveau von 850 hPa ist die Skala für die Auswertung der relativen Luftfeuchte von 0 bis 100 % eingetragen; sie beginnt bei einer Temperatur von -60 °C .

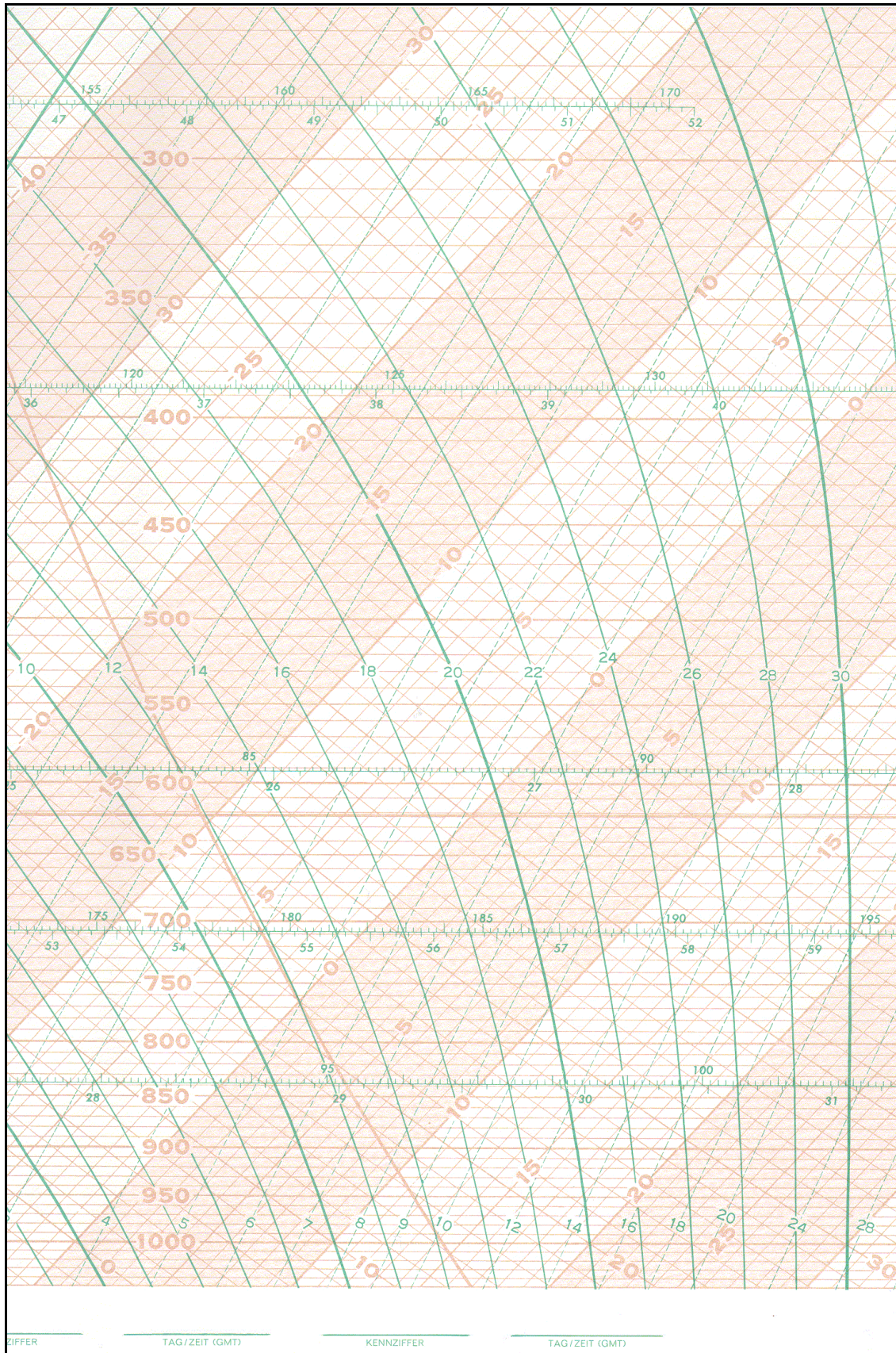
1.5 Das T, log p - Diagramm

Die Ordinate des T, log p-Diagramms zeigt, der Luftdruckabnahme der Atmosphäre mit der Höhe entsprechend, einen logarithmischen Maßstab ($\log p$). Dieses Diagrammpapier ist im Gegensatz zum Stüvediagramm schiefwinklig aufgebaut, so dass Isobaren und Isothermen sich in einem Winkel von 45 Grad schneiden (s. Abb. 2).

Folgende Kurvenscharen und Skalen sind in das T, log p-Diagramm eingetragen:

- Isobaren** : Waagerechte gerade braune Linien. Die Höhen der Druckflächen nach der ICAO-Standardatmosphäre sind am linken Rand unterhalb der Luftdruckwerte in geopotentiellen Fuß und Metern eingetragen.
- Isothermen** : Gerade braune Linien, die in gleichen Abständen von links unten nach rechts oben verlaufen.
- Trockenadiabaten** : Leicht gekrümmte braune Linien, welche die 1000-hPa-Isobare in Abständen von je 2 °C schneiden und von rechts unten nach links oben verlaufen.
- Feuchtadiabaten** : Gekrümmte grüne Linien, welche die 1000-hPa-Isobare in Abständen von je 2 °C schneiden, nach oben divergieren und allmählich parallel zu den Trockenadiabaten verlaufen.
- Linien gleichen Sättigungsmischungsverhältnisses** : Gestrichelte grüne Linien, deren Werte zwischen der 950-hPa- und 1000-hPa-Isobare in der Einheit g kg^{-1} angegeben werden.
- ICAO-Standardatmosphäre** : Kräftige braune Linie, die im Druckniveau von 1050 hPa mit der Temperatur von 15.0 °C beginnt.
- Kondensationsstreifen** : Die Bildung von Kondensationsstreifen ist im Temperaturbereich rechts von der ausgezogenen grünen Linie, die am oberen Diagrammrand mit K gekennzeichnet ist, unwahrscheinlich. Die prozentuale Häufigkeit des Auftretens nimmt dann von rechts nach links zu und liegt auf und links der grün gestrichelten Linie bei 100 %.
- Schichtdicken** : Die Höhen der RETOP 1000/700, 1000/500, 700/500, 500/300, 300/200, 200/150, 1500/100, 100/50 und 50/25 hPa werden in geopotentiellen Hektokuß und Hektometern durch bezifferte Skalen entlang der Mittellinie jeder Schicht dargestellt.
- Windskala** : Zum Eintragen des Windes sind am linken Rand des Diagrammpapiers zwei Skalen eingetragen, deren Punkte die Druckflächen bezeichnen, für die regelmäßig Windwerte gemeldet werden.

T, log p-Diagramm (Abb. 2)

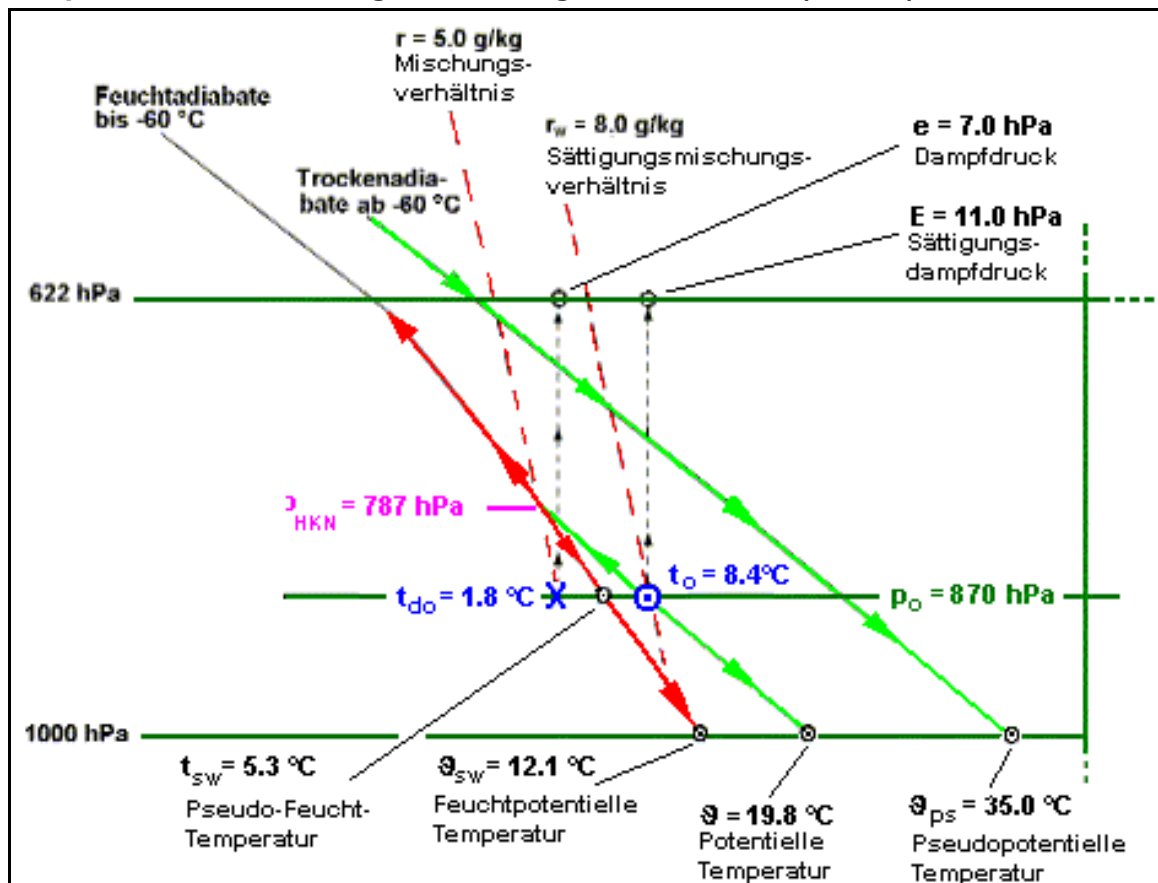


2. Meteorologische Parameter im Stüvedigramm

Das thermodynamische Diagrammpapier ist ein unentbehrliches, in der Synoptik täglich verwendetes Instrument, mit dessen Hilfe sich eine Vielzahl von meteorologischen Größen prognostizieren und ermitteln lassen. Dazu zählen u.a. Lufttemperatur-, Thermik-, Vereisungs- und Gewitter-Indizes, aber auch die Bestimmung von theoretischen Werten wie z.B. potentielle und pseudopotentiiell Temperatur. Zu dieser sogenannten TEMP-Auswertung wird heute bereits speziell für den Wetterdienst entwickelte Software eingesetzt, die auf Personalcomputern bzw. Workstations läuft und ausgezeichnete Ergebnisse liefert.

Weil aber eine Beurteilung und Interpretation dieser Produkte nur möglich ist, wenn der Forecaster die manuellen Auswertungsmethoden beherrscht und das dazu notwendige Hintergrund-Fachwissen besitzt, enthält der 2. Abschnitt dieses Umdrucks einen Teil der meteorologischen Parameter, welche durch die TEMP-Auswertung mit Hilfe des thermodynamischen Diagrammpapiers nach G. Stüve gewonnen werden können. Die nächste Abbildung zeigt dazu einige Beispiele.

Graphische Bestimmung meteorologischer Größen (Abb. 3)



2.1 Temperatur t (T)

Die Temperatur ist ein Maß für den Wärmezustand eines Körpers. Wird einem Körper Wärmeenergie zugeführt, so steigt seine Temperatur und sie sinkt, wenn ihm Wärme entzogen wird. Zufuhr von Wärmeenergie braucht nicht unbedingt zu einer Erhöhung der Temperatur zu führen, da Wärme z.B. auch beim Verdunsten auch latent gespeichert werden kann.

Die Angabe der Temperatur erfolgt in Celsiusgraden (t) oder in Kelvin (T → absolute Temperatur).

2.1.1 Verhalten bei Vertikalbewegungen

Je nachdem, ob es sich um ein feuchtes (ungesättigtes) oder gesättigtes (Wolken-) Luftpaket handelt, das in der Troposphäre Vertikalbewegungen ausführt, unterscheidet man zwei voneinander abweichende Prozesse.

2.1.1.1 Feuchtes Luftpaket

Trockene oder feuchte Luft kühlt sich beim Aufsteigen um 1 K pro 100 m ab und erwärmt sich beim Absinken um denselben Betrag (trockenadiabatischer Temperaturgradient γ_d).

2.1.1.2 Gesättigtes Luftpaket

Die Temperaturänderung gesättigter Luft bei Vertikalbewegungen beträgt, je nach Größe des Betrags der freiwerdenden Kondensationswärme bei der Hebung und benötigten Verdunstungsenergie beim Absinken, 0.3 bis 1 K pro 100 m (feuchtadiabatischer Temperaturgradient γ_w).

2.1.2 Ermittlungsmethode

2.1.2.1 Feuchtes Luftpaket

Ausgehend von den Anfangskordinaten p_o , t_o wird der Verlauf einer reellen bzw. gedachten Trockenadiabaten - wenn durch p_o , t_o keine Vorgangskurve verläuft - bis zum Endniveau p verfolgt. Der Schnittpunkt dieser Trockenadiabaten mit der Isobare des Endniveaus p ergibt dann die Temperatur t des trockenen bzw. feuchten Luftpakets im Endniveau p .

Beispiel 1

Gegebene Größen		Ergebnis
<i>Ausgangsniveau</i>	$p_o = 980 \text{ hPa}$ $t_o = 28.2 \text{ }^\circ\text{C}$	
<i>Endniveau</i>	$p = 900 \text{ hPa}$	$t = 20.9 \text{ }^\circ\text{C}$

2.1.2.2 Gesättigtes Luftpaket

Ausgehend von den Anfangskordinaten p_o , t_o wird der Verlauf einer reellen bzw. gedachten Feuchtadiabaten - wenn durch p_o , t_o keine Vorgangskurve verläuft - bis zum Endniveau p verfolgt. Der Schnittpunkt dieser Feuchtadiabaten mit der Isobare des Endniveaus p ergibt dann die Temperatur t des gesättigten Luftpaketes im Endniveau p .

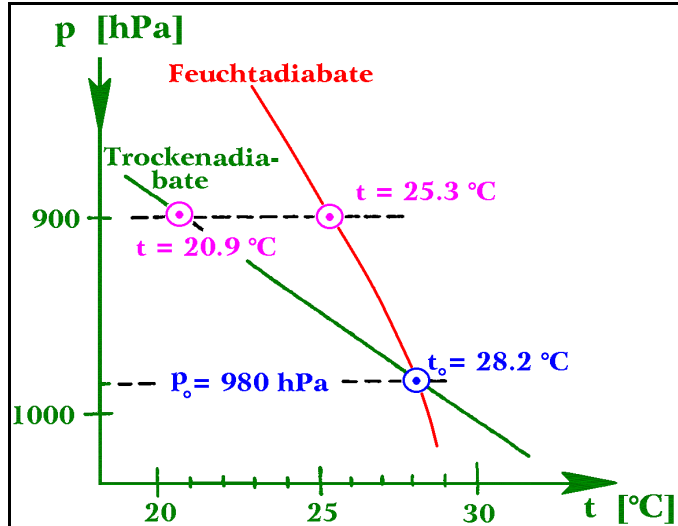
Beispiel 2

Gegebene Größen		Ergebnis
<i>Ausgangsniveau</i>	$p_o = 980 \text{ hPa}$ $t_o = 28.2 \text{ }^\circ\text{C}$	
<i>Endniveau</i>	$p = 900 \text{ hPa}$	$t = 25.3 \text{ }^\circ\text{C}$

Das Beispiel 2 zeigt, dass sich die aufsteigende Wolkenluft feuchtadiabatisch von 28.2 auf 25.3 °C abgekühlt hat. Bei denselben Ausgangswerten sank die Temperatur eines feuchten Luftpaketes jedoch, das trockenadiabatisch bis 900 hPa gehoben wurde, auf 20.9 °C ab (s. Beispiel 1).

Die geringere Abkühlung des Wolkenluftpakets von 4.4 °C ist eine Folge der latenten Wärme, die beim Kondensieren des Wasserdampfes freigesetzt wurde.

Bestimmung der Temperatur (Abb. 4)



2.2 Sättigungsmischungsverhältnis r_w

Das Sättigungsmischungsverhältnis ist das Verhältnis der Masse des gesättigten Wasserdampfes zur Masse der zugehörigen trockenen Luft in derselben Volumeneinheit.

r_w gibt deshalb an, wie viel Gramm Wasserdampf mit einem Kilogramm trockener Luft bei einer bestimmten Temperatur und gegebenem Druck maximal gemischt sein können.

Diese Größe lässt sich mit der Formel 5 berechnen, die zeigt, dass bei einem definierten Druck p einem gegebenen Sättigungsmischungsverhältnis r_w eine bestimmte Sättigungstemperatur t (bei Wasserdampfsättigung ist $E[t] = e(t_d)$) bzw. ein bestimmter Taupunkt t_d entspricht. Wenn der Luftdruck p und der Taupunkt t_d und damit der Dampfdruck e bekannt sind, lässt sich deshalb das Mischungsverhältnis r ermitteln.

Weil das Mischungsverhältnis r von feuchter Luft sich nicht bei Vorgängen ändert, die weder Kondensation noch Verdunstung umfassen, so dass es bei trockenadiabatischen Prozessen konstant bleibt. Damit geben die Vorgangskurven des Sättigungsmischungsverhältnisses r_w die Taupunktsänderung t_d eines ungesättigten Luftpaketts bei Vertikalbewegungen an.

Im Stüvediagramm sind diese Vorgangskurven mit den Werten von 1000 r_w beschriftet, so dass r_w in g/kg angegeben wird, da die Zahlenwerte sonst zu klein wären (s. Form. 5).

Sättigungsmischungsverhältnis r_w (Form. 5)

$$r_w = 622 \frac{E}{p - E} \quad [g \text{ kg}^{-1}]$$

- r_w : Sättigungsmischungsverhältnis [$g \text{ kg}^{-1}$]
- E : Sättigungsdampfdruck [hPa]
- p : Luftdruck [hPa]

2.2.1 Verhalten bei Vertikalbewegungen

Das Sättigungsmischungsverhältnis r_w nimmt mit abnehmendem Luftdruck p sowie zunehmender Temperatur t zu und umgekehrt (s. Form. 5).

Weil die Temperaturabhängigkeit überwiegt, wird r_w beim Aufsteigen eines feuchten oder gesättigten Luftpaketes geringer und beim Absinken größer.

2.2.2 Ermittlungsmethode

Es wird der Zahlenwert in g/kg ermittelt, mit dem die Linie gleichen Sättigungsmischungsverhältnisses r_w beschriftet ist, die reell oder gedacht - zwischen benachbarten Werten muss interpoliert werden - durch den Schnittpunkt der Isotherme der Temperatur t_o mit der Isobare des zugehörigen Druckes p_o verläuft.

Beispiel 3

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 1000 \text{ hPa}$ $t_o = -61.2 \text{ °C}$	$r_w = 0.01 \text{ g kg}^{-1}$

Übung 1

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 1000 \text{ hPa}$ $t_o = 23.9 \text{ °C}$	$r_w = \dots\dots\dots \text{ g kg}^{-1}$
Ausgangsniveau	$p_o = 1040 \text{ hPa}$ $t_o = 23.9 \text{ °C}$	$r_w = \dots\dots\dots \text{ g kg}^{-1}$

2.3 Mischungsverhältnis r

Das Mischungsverhältnis feuchter Luft ist das Verhältnis der Masse des Wasserdampfes zur Masse der trockenen Luft in derselben Volumeneinheit. r gibt also an, wie viel Gramm Wasserdampf mit einem Kilogramm trockener Luft gemischt sind und lässt sich mit nachfolgenden Formeln 6 berechnen.

Mischungsverhältnis r (Form. 6)

$$r = 622 \frac{e}{p - e} \quad [g \text{ kg}^{-1}]$$

$$r = 621.98 \cdot f \frac{e}{p - e} \quad [g \text{ kg}^{-1}]$$

r : Mischungsverhältnis
f : Konstante; f = 1.0 bis 1.0065 für Wasser;
f = 1.0 bis 1.0089 für Eis
e : Dampfdruck [hPa]
p : Luftdruck [hPa]

2. Ausdruck der Formel 6 ISO WMO-Referenzgleichung

Der Faktor f der WMO-Referenzgleichung (s. Form. 6) berücksichtigt die Tatsache, dass feuchte Luft nicht exakt den Gasgesetzen gehorcht. Die Abweichungen sind jedoch gering, so dass auch die Beziehung ohne diesen Faktor f ausreichend genau ist.

Im Stüvediagramm wird das Mischungsverhältnis r um den Faktor 1000 höher notiert, so dass man r in g/kg erhält, da die Zahlenwerte sonst zu klein wären.

2.3.1 Verhalten bei Vertikalbewegungen

Je nachdem, ob es sich um ein feuchtes (ungesättigtes) oder gesättigtes (Wolken-) Luftpaket handelt, das in der Troposphäre Vertikalbewegungen ausführt, unterscheidet man zwei voneinander abweichende Vorgänge.

2.3.1.1 Feuchtes Luftpaket

Das Mischungsverhältnis r von feuchter Luft ändert sich nicht bei Prozessen, die weder Kondensation noch Verdunstung einschließen, so dass es bei trockenadiabatischen Vorgängen konstant bleibt. Weiterhin darf aber auch keine turbulente Diffusion, d.h. kein Austausch von flüssigen Partikeln zwischen der Luft und ihrer Umgebung durch Wirbel in einer turbulenten Luftströmung stattfinden.

2.3.1.2 Gesättigtes Luftpaket

Bei feuchtadiabatischen Absink- bzw. Hebungsvorgängen eines gesättigten Luftquantums in der Troposphäre verdunstet Wolkenwasser oder Wasserdampf kondensiert zu Wolkentröpfchen. Verdunstet jedoch Wasser, so steigt r an, kondensiert Wasserdampf, so wird r geringer. Bei Hebung eines Wolkenluftpaketes nimmt r deshalb ab und beim Absinken zu.

2.3.2 Ermittlungsmethode

Es wird der Zahlenwert in g/kg ermittelt, mit dem die Linie gleichen Sättigungsmischungsverhältnisses r_w beschriftet ist, die reell oder gedacht - zwischen benachbarten Werten muss interpoliert werden - durch den Schnittpunkt der Isotherme des Taupunktes t_{do} mit der Isobare des zugehörigen Druckes p_o verläuft.

Sind p , t und die relative Luftfeuchte U bekannt, so lässt sich r auch näherungsweise berechnen (s. Form. 7).

Berechnung von r (Form. 7)

$$r \approx r_w \frac{U}{100} \quad [g \text{ kg}^{-1}]$$

- r : Mischungsverhältnis [$g \text{ kg}^{-1}$]
- r_w : Sättigungsmischungsverhältnis [$g \text{ kg}^{-1}$]
- U : relative Luftfeuchte (%)

Beispiel 4

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 865 \text{ hPa}$ $t_{do} = -28.0 \text{ °C}$	$r = 0.45 \text{ g/kg}$
Ausgangsniveau	$p_o = 800 \text{ hPa}$ $t_o = 9.2 \text{ °C}$ $r_w = 9.2 \text{ g/kg}$ $U = 66 \text{ %}$	$r = 6.1 \text{ g/kg}$

Übung 2

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 815 \text{ hPa}$ $t_{do} = -21.5 \text{ °C}$	$r = \dots\dots\dots \text{ g kg}^{-1}$
Ausgangsniveau	$p_o = 915 \text{ hPa}$ $t_{do} = 34.4 \text{ °C}$	$r = \dots\dots\dots \text{ g kg}^{-1}$
Ausgangsniveau	$p_o = 875 \text{ hPa}$ $t_o = -20.7 \text{ °C}$ $U = 81 \%$	$r_w = \dots\dots\dots \text{ g kg}^{-1}$ $r = \dots\dots\dots \text{ g kg}^{-1}$
Ausgangsniveau	$p_o = 955 \text{ hPa}$ $t_o = 16.5 \text{ °C}$ $U = 22 \%$	$r_w = \dots\dots\dots \text{ g kg}^{-1}$ $r = \dots\dots\dots \text{ g kg}^{-1}$

2.4 Sättigungsdampfdruck E

Bei einer bestimmten Temperatur existiert in der Raumeinheit ein maximaler Dampfdruck e , der als Sättigungs- oder Gleichgewichtsdampfdruck E bezeichnet wird. Das Wort 'Gleichgewicht' besagt, dass die Anzahl der pro Flächen- und Zeiteinheit aus dem flüssigen Wasser austretenden Wassermoleküle gleich der Menge der in die Wasseroberfläche zurückkehrenden Teilchen ist, d.h. die Verdunstung ist genau so groß wie die Kondensation.

Der Sättigungsdampfdruck E , der davon unabhängig ist, ob noch andere Elemente in Gasform vorhanden sind oder nicht, stellt, bezogen auf eine ebene, chemisch reine Wasseroberfläche, eine reine Funktion der Temperatur t dar und lässt sich aus mehr oder weniger genauen empirischen Gleichungen, wie z.B. der Magnus-Formel, berechnen.

Sättigungsdampfdruck E (Magnus-Formel; Form. 8)

$$E = 6.1078 \cdot e^{\frac{C_2 \cdot t}{C_3 + t}} \quad [\text{hPa}]$$

- E : Sättigungsdampfdruck [hPa] (chemisch reines Wasser)
- e : Basis des natürlichen Logarithmus; $e = 2.71828\dots$
- C : Konstanten (s. Tab. 4)

Genauigkeit \approx zwischen -10 und $+50 \text{ °C}$ weniger als $\pm 0.2 \%$ Abweichungen von der WMO-Referenzgleichung

Konstanten der Magnus-Formel (Tab. 4)

Konstanten (Wasser)	Temperaturbereich	
	$t < 0 \text{ } ^\circ\text{C}$	$t \geq 0 \text{ } ^\circ\text{C}$
C_2 (keine Dimension)	17.84362	17.08085
C_3 [$^\circ\text{C}$]	245.425	234.175

Die Konstanten C sind - je nach Temperatur - durch die Werte dieser Tabelle zu ersetzen. Die Sättigungsdampfdrücke der Aspirations-Psychrometertafeln wurden mit der Magnus-Formel berechnet.

2.4.1 Verhalten bei Vertikalbewegungen

Der Sättigungsdampfdruck E ist, in bezug auf eine ebene, chemisch reine Wasseroberfläche, eine reine Funktion der Temperatur t ($E(t)$) und nimmt deshalb bei adiabatischer Abkühlung ab und bei Erwärmung zu.

2.4.2 Ermittlungsmethode

Das Sättigungsmischungsverhältnis r_w ist eine Funktion des Sättigungsdampfdruckes E und des Luftdruckes p (s. Form. 5 und Form. 9). Da der Sättigungsdampfdruck E im Nenner der Gleichung bei normalen atmosphärischen Temperaturverhältnissen in Bodennähe sehr klein gegenüber dem Luftdruck p ist, kann E vernachlässigt werden.

Wird nun für p der Wert 622 hPa eingesetzt, entspricht $r_w \approx E$, so dass sich der Sättigungsdampfdruck E im Adiabatenpapier mit Hilfe der Temperatur t und den Linien gleichen Sättigungsmischungsverhältnisses r_w auf der 622-hPa-Isobare ablesen lässt.

Es wird also r_w für die gegebene Temperatur t_0 im Druckniveau 622 hPa bestimmt und das Ergebnis als Sättigungsdampfdruck E interpretiert.

Sättigungsdampfdruck E im Stüvediagramm (Form. 9)

$$r_w = 622 \frac{E}{p - E} \quad [g \text{ kg}^{-1}]$$

$$E \text{ ist klein gegenüber } p \Rightarrow E \approx \frac{p}{100}$$

$$r_w \approx 622 \frac{E}{p} \quad [g \text{ kg}^{-1}]$$

$$\text{bei } p = 622 \text{ hPa} \Rightarrow E \triangleq r_w \quad [hPa]$$

r_w : Sättigungsmischungsverhältnis [$g \text{ kg}^{-1}$] im Stüvediagramm

E : Sättigungsdampfdruck [hPa] (chemisch reines Wasser)

p : Luftdruck [hPa]

Beispiel 5

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$t_o = -24.8 \text{ °C}$	$E = 0.8 \text{ hPa}$

Übung 3

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$t_o = 7.4 \text{ °C}$	$E = \dots\dots\dots \text{ hPa}$
Ausgangsniveau	$t_o = 26.7 \text{ °C}$	$E = \dots\dots\dots \text{ hPa}$

2.5 Dampfdruck e

Nach dem Gesetz von Dalton ist der Druck eines Gasgemisches gleich der Summe seiner Partial- oder Teildrücke.

Daltonsches Gesetz (Form. 10)

$$p_{ges} = \sum_{i=1}^n p_i$$

$$p_L = p_{N_2} + p_{O_2} + p_{Ar} + \dots + e$$

- p_{ges} : Gesamtdruck eines Gasgemisches
- p_i : Partialdrücke
- p_L : Luftdruck
- p_{N_2} : Druck des Gases Stickstoff
- p_{O_2} : Druck des Gases Sauerstoff
- p_{Ar} : Druck des Gases Argon
- e : Dampfdruck

Als Dampfdruck e wird der Druck bezeichnet, den allein der Wasserdampf im Gasgemisch Luft ausübt, so dass er deshalb ein Teildruck des Gesamtdruckes oder Luftdruckes ist.

Der Dampfdruck e lässt sich aus der Gleichung des Sättigungsdampfdruckes E berechnen, wenn in die Magnus-Formel anstatt der Temperatur t der Taupunkt t_d eingesetzt wird.

Magnus-Formel des Dampfdruckes (Form. 11)

$$e(t_d) = 6.1078 \cdot e^{\frac{C_2 \cdot t_d}{C_3 + t_d}} \quad [\text{hPa}]$$

- $e(t_d)$: Dampfdruck [hPa]
- e : Basis des natürlichen Logarithmus
 $e = 2.71828\dots$
- C : Konstanten (s. Tab. 4)

2.5.1 Verhalten bei Vertikalbewegungen

2.5.1.1 Feuchtes Luftpaket

Bei trockenadiabatischen Hebungs- oder Absinkprozessen in der Troposphäre nimmt e als Teildruck des Luftdruckes mit dieser Größe ab oder zu.

2.5.1.2 Gesättigtes Luftpaket

Wird ein Wolkenluftpaket gehoben, so nimmt der Dampfdruck e mit der Höhe schneller ab, als die Partialdrucke der anderen Gase des Gasgemisches Luft, da bei Abkühlung unter die Sättigungstemperatur t_d Wasserdampf zu Wolkelementen kondensiert oder sublimiert. Beim Absinken eines Wolkenluftpakets führt die adiabatische Erwärmung zu einer Untersättigung des Wasserdampfes, so dass Wolkentröpfchen verdunsten und e damit rascher zunimmt als die Teildrucke der anderen Gase der Luft.

2.5.2 Ermittlungsmethode

Der Dampfdruck e lässt sich - ähnlich wie der Sättigungsdampfdruck E - im Diagrammpapier auf der 622 hPa-Isobare mit Hilfe des Taupunktes t_d und den Linien gleichen Sättigungsmischungsverhältnisses ablesen. Es wird also das Sättigungsmischungsverhältnis r_w für den gegebenen Taupunkt t_d im Druckniveau 622 hPa bestimmt und als Dampfdruck e interpretiert.

Dampfdruck e im Stüvediagramm (Form. 12)

$$r = 622 \frac{e}{p - e} \quad [g \text{ kg}^{-1}]$$

$$e \text{ ist klein gegenüber } p \Rightarrow e \approx \frac{p}{100}$$

$$r \approx 622 \frac{e}{p} \quad [g \text{ kg}^{-1}]$$

$$\text{bei } p = 622 \text{ hPa} \Rightarrow e \triangleq r \quad [\text{hPa}]$$

r : Mischungsverhältnis [$g \text{ kg}^{-1}$] im Stüvediagramm
 e : Dampfdruck [hPa] beim Taupunkt t_d
 p : Luftdruck [hPa]

Beispiel 6

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$t_{do} = -6.3 \text{ °C}$	$e = 3.9 \text{ hPa}$

Übung 4

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$t_{do} = 15.7 \text{ °C}$	$e = \dots\dots\dots \text{ hPa}$
Ausgangsniveau	$t_{do} = -46.1 \text{ °C}$	$e = \dots\dots\dots \text{ hPa}$

2.6 Taupunkt t_d

Wird angenommen, dass der Wasserdampfgehalt eines feuchten Luftpaketes sich nicht ändert, d.h. es tritt weder Kondensation noch Verdunstung auf, bleibt das Mischungsverhältnis r konstant. Kühlt man nun solch ein Luftquantum bei konstantem Luftdruck (isobarer Prozess) ab, dann kann eine Temperatur erreicht werden, bei welcher der Wasserdampf zur Sättigung in bezug auf eine ebene, chemisch reine Wasseroberfläche ausreicht. Diese Temperatur heißt 'Taupunktstemperatur' oder 'Taupunkt' t_d .

Wie bereits in 2.4 erläutert wurde, ist der Sättigungsdampfdruck E , bezogen auf eine ebene, chemisch reine Wasseroberfläche, eine reine Funktion der Temperatur t . Jedem E entspricht damit eine bestimmte Temperatur, die bei Wasserdampfsättigung ($E = e$) den Taupunkt t_d repräsentiert (s. Formel 11). Der Taupunkt kann damit auch als Sättigungstemperatur des aktuellen Dampfdruckes e in bezug auf eine ebene, chemisch reine Wasseroberfläche definiert werden.

2.6.1 Verhalten bei Vertikalbewegungen

2.6.1.1 Feuchtes Luftpaket

Bei trockenadiabatischen Hebung- oder Absinkprozessen nimmt der Taupunkt t_d mit dem Dampfdruck e um etwa $0.15 - 0.2 \text{ °C}$ (0.17 °C) pro 100 m ab oder zu.

Im Stüvedigramm und im T, log p-Papier geben die Vorgangskurven des Sättigungsmischungsverhältnisses r_w die Taupunktänderung eines ungesättigten Luftpaketes bei Vertikalbewegungen an.

2.6.1.2 Gesättigtes Luftpaket

Der Taupunkt von Wolkenluft nimmt, der Dampfdruckänderung entsprechend, bei Hebung ab und beim Absinken zu. Da bei diesen Vertikalbewegungen Wasserdampf-sättigung herrscht, ist $t = t_d$, so dass die Vorgangskurven der Feuchtadiabaten nicht nur die Temperatur- sondern auch noch die Taupunkt- und Feuchttemperaturänderungen eines Wolkenluftpaketes wiedergeben.

2.6.2 Ermittlungsmethode

Im Diagrammpapier ergibt sich der Taupunkt t_d als Temperatur des Schnittpunktes des Mischungsverhältnisses r mit der Isobare des gegebenen Druckes p .

Beispiel 7

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 900 \text{ hPa}$ $r_o = 2.0 \text{ g kg}^{-1}$	$t_d = -10.0 \text{ °C}$

Übung 5

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 860 \text{ hPa}$ $r_o = 24.0 \text{ g kg}^{-1}$	$t_d = \dots\dots\dots \text{ °C}$
Ausgangsniveau	$p_o = 926 \text{ hPa}$ $r_o = 6.5 \text{ g kg}^{-1}$	$t_d = \dots\dots\dots \text{ °C}$

2.7 Taupunktdifferenz D , $t - t_d$

Die Taupunktdifferenz $t - t_d$ stellt ein Maß für das Sättigungsdefizit $E - e$ der Luft dar, weil der Taupunkt die Temperatur beschreibt, bei welcher der vorhandene Dampfdruck e zur Sättigung ausreichen würde und der Sättigungsdampfdruck E eine Funktion der Temperatur ist. Je größere Werte die Taupunktdifferenz D zeigt, desto höher ist auch das Sättigungsdefizit $E - e$.

2.7.1 Verhalten bei Vertikalbewegungen

2.7.1.1 Feuchtes und gesättigtes Luftpaket

Die Taupunktdifferenz nimmt bei Hebung eines ungesättigten Luftquantums ab und beim Absinken zu. Ihre Änderung beträgt dabei ca. $0.83 \text{ }^\circ\text{C}$ pro 100 m oder $1 \text{ }^\circ\text{C}$ pro 120 m. Bei feuchtadiabatischen Prozessen bleibt die Taupunktdifferenz konstant bei $0 \text{ }^\circ\text{C}$.

2.7.1.2 Henning'sche Formel

Aus dem Taupunktdifferenzgradienten von $1 \text{ }^\circ\text{C}$ pro 120 m lässt sich die Höhe des Kondensationsniveaus bei gegebener Temperatur und bekanntem Taupunkt berechnen. Die Gleichung ist aber nur gültig, sofern dem Luftquantum während des Aufstiegs von außen weder Wasserdampf zugeführt noch entzogen wird.

Berechnung der Wolkenuntergrenze (Form. 13)

$$h_m = 120 (t - t_d) [m]$$

h : Höhe [m oder ft] der Wolkenbasis

t : Lufttemperatur [$^\circ\text{C}$]

t_d : Taupunkt [$^\circ\text{C}$]

$$h_{ft} = 400 (t - t_d) [ft]$$

Beispiel 8

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$t_o = 15.0 \text{ }^\circ\text{C}$	$h = 1200 \text{ m}$
	$t_{do} = 5.0 \text{ }^\circ\text{C}$	$h = 4000 \text{ ft}$

2.7.2 Ermittlungsmethode

Der Unterschiedsbetrag zwischen Lufttemperatur t und Taupunkt t_d ergibt die Taupunktsdifferenz D .

Taupunktsdifferenz D , $t - t_d$ (Form. 14)

$$D = t - t_d$$

D : Taupunktsdifferenz [$^{\circ}\text{C}$]
 t : Lufttemperatur [$^{\circ}\text{C}$]
 t_d : Taupunkt [$^{\circ}\text{C}$]

Übung 6

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$t_o = 20.6 \text{ } ^{\circ}\text{C}$	$h = \dots\dots\dots m$
	$t_{do} = 16.6 \text{ } ^{\circ}\text{C}$	$h = \dots\dots\dots ft$
Ausgangsniveau	$t_o = 3.3 \text{ } ^{\circ}\text{C}$	$h = \dots\dots\dots m$
	$t_{do} = -2.7 \text{ } ^{\circ}\text{C}$	$h = \dots\dots\dots ft$

2.8 Relative Luftfeuchte U

Die relative Luftfeuchte U gibt das Verhältnis der in der Luft tatsächlich vorhandenen zur maximal möglichen Wasserdampfmenge in Prozent an. Der maximal mögliche Wasserdampfgehalt bezieht sich auf eine ebene, chemisch reine Wasseroberfläche und ist damit nur temperaturabhängig.

2.8.1 Verhalten bei Vertikalbewegungen

Bei trockenadiabatischen Absinkprozessen nimmt U ab, und bei Hebung eines feuchten Luftpaketes wird U größer und erreicht im Kondensationsniveau den Wert $U = 100 \%$.

Bei feuchtadiabatischen Vertikalbewegungen beträgt U konstant 100% .

Beispiel 9

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$e_o = 6.3 \text{ hPa}$ $E_o = 18.4 \text{ hPa}$	$U = 34 \%$

2.8.2 Ermittlungsmethode

U lässt sich mit Hilfe der folgenden drei Formeln berechnen, wobei die Erstere die Referenzgleichung der WMO darstellt.

Relative Luftfeuchte U (Form. 15)

$$(1) \quad U = \frac{e(t_d)}{E(t)} \cdot 100 \quad (\text{Angabe in Prozent})$$

$$(2) \quad U \approx \frac{r}{r_w} \cdot 100 \approx \frac{a}{A} \cdot 100 \approx \frac{q}{Q} \cdot 100$$

$$(3) \quad U = \left(\frac{201.8 - 0.18 \cdot t + 1.8 \cdot t_d}{201.8 + 1.62 \cdot t} \right)^8 \cdot 100$$

- e(t_d) : Dampfdruck [hPa] als Funktion des Taupunktes t_d
- E(t) : Sättigungsdampfdruck [hPa] als Funktion der Temperatur (chemisch reines Wasser)
- r : Mischungsverhältnis [g kg⁻¹]
- r_w : Sättigungsmischungsverhältnis [g kg⁻¹]
- a : Absolute Luftfeuchte [g m⁻³]
- A : Absolute Sättigungsfeuchte [g m⁻³]
- q : Spezifische Luftfeuchte [g kg⁻¹]
- Q : Spezifische Sättigungsfeuchte [g kg⁻¹]
- t : Lufttemperatur [°C]
- t_d : Taupunkt [°C]

Fehler der 3. Formel ☞ Zwischen 40 und -40 °C weniger als 1 %

Übung 7

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	e _o = 10.5 hPa E _o = 22.0 hPa	U = %
Ausgangsniveau	e _o = 7.3 hPa E _o = 7.3 hPa	U = %

2.9 Potentielle Temperatur Θ (Θ)

Wird in der Adiabatengleichung für p_o ein Luftdruck von 1000 hPa eingesetzt und löst man sie nach T auf, dann erhält man die Beziehung der potentiellen Temperatur Θ.

Potentielle Temperatur Θ (Form. 16)

$$\frac{T}{T_o} = \left(\frac{p}{p_o} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} \quad [K]$$

$$\Theta = T_o \left(\frac{1000}{p_o} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} \quad [K]$$

- Θ : Potentielle Temperatur [K]
- T : Temperatur [K] des Luftpaketes
- T_o : Ausgangstemperatur [K]
- p_o : Ausgangsdruck [hPa]
- p : Luftdruck [hPa] des Luftpaketes
- R_d : Individuelle Gaskonstante trockener Luft;
 $R_d = 287.05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
- c_p : Spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei
konstantem Druck; $c_p = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$

Genau genommen gilt diese Beziehung nur für absolut trockene Luft. In der Praxis kann sie aber, da der Fehler weniger als 0.1° beträgt, auch für feuchte Luft benutzt werden, sofern keine Kondensation eintritt.

Die potentielle Temperatur ist die Temperatur, die ein trockenes oder feuchtes Luftpaket annimmt, wenn es trockenadiabatisch auf 1000 hPa gebracht wird.

Die Trockenadiabaten sind damit Linien gleicher potentieller Temperatur Θ , so dass bei trockenadiabatischen Bewegungen die potentielle Temperatur konstant bleibt.

2.9.1 Verhalten bei Vertikalbewegungen

Bei trockenadiabatischen Vertikalbewegungen eines Luftquantums ändert sich die potentielle Temperatur Θ nicht.

Da Θ die latente Wärme des Wasserdampfes unberücksichtigt lässt, ist diese Größe bei Prozessen, die Verdunstung oder Kondensation umfassen, nicht konstant.

2.9.2 Ermittlungsmethode

Ausgehend von den Anfangskordinaten p_o, t_o wird der Verlauf einer reellen bzw. gedachten Trockenadiabate - wenn durch p_o, t_o keine Vorgangskurve verläuft - bis 1000 hPa verfolgt. Die in diesem Druckniveau abgelesene Temperatur ist die potentielle Temperatur Θ in $^\circ\text{C}$.

Die Trockenadiabaten als Linien gleicher potentieller Temperatur sind im Stüvedigramm mit den Werten der potentiellen Temperatur von 10 zu 10 Grad grün beschriftet. Die potentielle Temperatur Θ lässt sich deshalb auch unmittelbar an den Trockenadiabaten bzw. durch die Interpolation benachbarter Zahlenwerte ablesen.

Beispiel 10

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 850 \text{ hPa}$ $t_o = -7.8 \text{ }^\circ\text{C}$	$\vartheta = 5.0 \text{ }^\circ\text{C}$
Ausgangsniveau	$p_o = 800 \text{ hPa}$ $t_o = 2.0 \text{ }^\circ\text{C}$	$\vartheta = 20.0 \text{ }^\circ\text{C}$

Übung 8

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 695 \text{ hPa}$ $t_o = -1.5 \text{ }^\circ\text{C}$	$\vartheta = \dots\dots\dots \text{ }^\circ\text{C}$
Ausgangsniveau	$p_o = 1042 \text{ hPa}$ $t_o = -1.3 \text{ }^\circ\text{C}$	$\vartheta = \dots\dots\dots \text{ }^\circ\text{C}$
Ausgangsniveau	$p_o = 850 \text{ hPa}$ $t_o = 35.2 \text{ }^\circ\text{C}$	$\vartheta = \dots\dots\dots \text{ }^\circ\text{C}$

2.10 Äquivalenttemperatur t_e (T_e)

Die Äquivalenttemperatur t_e ist die Temperatur, die ein Luftpaket annimmt, wenn der gesamte darin enthaltene Wasserdampf bei konstantem Druck p (isobarer Prozess) vollständig kondensiert und die dabei freiwerdende Kondensationswärme ausschließlich dem Luftpaket zugeführt wird.

In der Atmosphäre gibt es keinen Vorgang, der zum Erreichen der Äquivalenttemperatur t_e führt, so dass sich diese Größe auch nicht direkt aus dem Diagrammpapier bestimmen, sondern nur berechnen lässt.

Es existiert jedoch die Pseudo-Äquivalenttemperatur t_{se} , die etwa so groß wie t_e ist und aus dem thermodynamischen Diagrammpapier ermittelt werden kann.

Die Äquivalenttemperatur t_e kann mit der nachstehenden Gleichung berechnet werden.

Äquivalenttemperatur t_e (Form. 17)

$$t_e = t_o + 10^{-3} r_o \left(\frac{L}{c_p + 10^{-3} r_o c_w} \right) \text{ [}^\circ\text{C]}$$

Quelle: [Aspirations-Psychrometer-Tafeln]

$$r_o = 10^3 \frac{R_d}{R_w} \frac{U E(t)}{10^2 p - U E(t)} \text{ [g kg}^{-1}\text{]}$$

$$t_e = t_o + \frac{R_d}{R_w} \frac{U E(t)}{10^2 p - U E(t)} \left(\frac{L}{c_p + \left(\frac{R_d}{R_w} \frac{U E(t)}{10^2 p - U E(t)} \right) c_w} \right) \text{ [}^\circ\text{C]}$$

- t_e : Äquivalenttemperatur [$^\circ\text{C}$]
- t_o : Lufttemperatur [$^\circ\text{C}$]
- r_o : Mischungsverhältnis [g kg^{-1}] im Ausgangsniveau
- L : Latente Wärme; $L = 2500.78 - 2.325734 \cdot t$ [kJ kg^{-1}]
- c_p : Spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Druck; $c_p = 1.00482 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$
- c_w : Spezifische Wärmekapazität von Wasser; $c_w = 4.18674 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$
- R_d : Individuelle Gaskonstante von trockener Luft; $R_d = 2.8705 \cdot 10^2 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
- R_w : Individuelle Gaskonstante von Wasserdampf; $R_w = 4.6151 \cdot 10^2 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
- $E(t)$: Sättigungsdampfdruck in bezug auf eine ebene, chemisch reine Wasseroberfläche [hPa]
- p : Luftdruck; $p = 1013.246$ hPa
- U : Relative Luftfeuchte in %

Die bekannte Näherungsformel $t_e \approx t + 2e$ ist bei höheren Temperaturen als -15°C unbrauchbar, da der Fehler mit zunehmender Temperatur rasch anwächst und bei $t = 10^\circ\text{C}$ bereits 6°C beträgt.

2.11 Potentielle Äquivalenttemperatur ϑ_e (Θ_e)

Die potentielle Äquivalenttemperatur ϑ_e ist die Temperatur, die ein Luftpaket annimmt, wenn der gesamte darin enthaltene Wasserdampf bei konstantem Druck p vollständig kondensiert, die dabei freiwerdende Kondensationswärme ausschließlich dem Luftpaket zugeführt und es anschließend trockenadiabatisch auf 1000 hPa gebracht wird. Wie die Äquivalenttemperatur t_e lässt sich auch ϑ_e nicht aus dem Diagrammpapier, sondern nur mathematisch berechnen. Eine ähnliche Größe jedoch, die pseudo(äquivalent)-potentielle Temperatur ϑ_{ps} , die etwa genau so groß wie die potentielle Äquivalenttemperatur ϑ_e ist, kann relativ einfach aus dem thermodynamischen Diagrammpapier ermittelt werden.

Potentielle Äquivalenttemperatur ϑ_e (Form. 18)

$$\vartheta_e = (t_e + 273.15) \left(\frac{1000}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} - 273.15 \text{ [}^\circ\text{C]}$$

- ϑ_e : Potentielle Äquivalenttemperatur [$^\circ\text{C}$]
- t_e : Äquivalenttemperatur [$^\circ\text{C}$]
- c_p : Spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Druck; $c_p = 1004.82 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
- R_d : Individuelle Gaskonstante von trockener Luft; $R_d = 287.05 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
- p : Luftdruck [hPa]

2.12 Statische Stabilität (Parcel-Methode)

Die vertikale Temperatur-, Feuchte- und Druckverteilung der Atmosphäre wird im synoptisch-aerologischen-Routinedienst täglich um 00 und 12 UTC durch Radiosondenaufstiege ermittelt und in das Stüvediagramm graphisch als Temperatur-/Taupunkts- oder Taupunktsdifferenz/Druckkurven eingetragen.

Die Auswertung dieser t/p -, D/p - oder t_d/p -Zustandskurven mit Hilfe der in das Diagrammpapier eingedruckten Vorgangskurven und Skalen ergibt ein umfangreiches Spektrum an meteorologischen Informationen, ohne die eine präzise Wetterprognose im synoptischen und flugmeteorologischen Vorhersagedienst nicht denkbar wäre.

Von besonderem Interesse dabei sind troposphärische Vertikalbewegungen der Luft, weil die Bildung und Veränderung von Wolken- und Niederschlagspartikeln weitgehend von klein- und großräumigen Hebungs- und Absinkgebieten bestimmt werden.

Auf- und Abwärtsbewegungen der Luft werden jedoch, je nachdem welcher troposphärischer Gleichgewichtszustand - statische Stabilität eines Luftpaketes genannt - vorliegt, initiiert, gefördert, abgeschwächt oder unterdrückt.

Diese Gleichgewichtszustände sind als labil, stabil und indifferent bekannt und ihre Auswirkungen lassen sich am anschaulichsten mit Hilfe eines gedachten mechanischen Experiments demonstrieren. Dazu betrachtet man das Verhalten eines abgeschlossenen Systems wie z.B. einer Kugel, das sich im Gleichgewichtszustand mit seiner Umgebung befindet (s. Abb. 5).

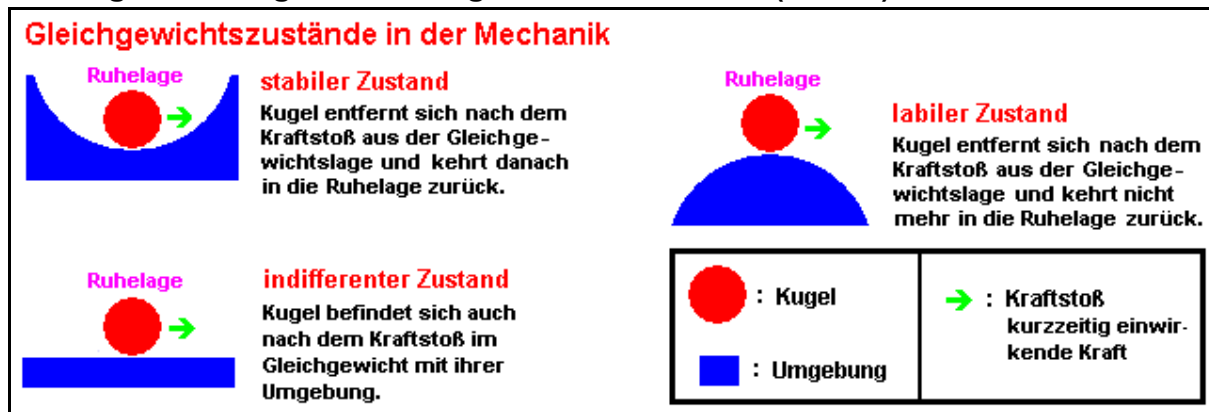
Wird diese Kugel nun durch einen kurzzeitig einwirkenden Kraftstoß aus seiner Ursprungslage entfernt und anschließend sich selbst überlassen, so können die drei Arten von Gleichgewichtslagen labil, stabil und indifferent definiert und beschrieben werden (s. Abb. 5 und Tab. 5).

Beschreibung der Gleichgewichtszustände in Abbildung 5 (Tab. 5)


Gleichgewichtszustand	Beschreibung der Gleichgewichtslage
stabil	Kugel kehrt in die Ruhelage zurück
labil	Kugel entfernt sich aus der Ruhelage
indifferent	Kugel befindet sich auch nach der Veränderung im Gleichgewicht mit ihrer Umgebung

Atmosphärische abgeschlossene kleine Luftvolumen, Luftpakete genannt, verhalten sich thermodynamisch ähnlich wie Kugeln in der Mechanik.

Gleichgewichtszustände einer Kugel in der Mechanik (Abb. 5)



Um die Gleichgewichtszustände der Troposphäre mit Hilfe des Stüvedia-gramms verständlich erklären zu können, betrachtet man deshalb ein Luftpaket in einer gegebenen Höhe, das aus seiner Ruhelage Vertikalbewegungen ausführen soll. Im Ausgangs- oder Gleichgewichtsniveau besitzt das Luftpaket dieselbe Dichte bzw. Temperatur wie seine Umgebungsluft. Es erfährt dann - wie die Kugel - in der Ausgangslage einen kurzzeitigen Kraftstoß, der es in der Troposphäre auf- oder abwärts in Bewegung setzt.

Ein individuelles Luftpaket der Atmosphäre befindet sich mit seiner Umgebung in der Ursprungslage im Gleichgewicht, wenn es dieselbe Dichte bzw. Temperatur wie seine Umgebungsluft besitzt. Seine Gewichtskraft wird dann durch die Auftriebskraft infolge der aufwärts gerichteten Vertikalkomponente der Druckgradientkraft kompensiert. Dieser Gleichgewichtszustand wird als hydrostatisches Gleichgewicht oder kürzer als statische Stabilität bezeichnet und das physikalische Verfahren - Luftpakete (Paket  parcel [engl.] werden verfolgt) - heißt Parcel-Methode.

Für die Bestimmung der statischen Stabilität nach der Parcel-Methode gelten folgende Voraussetzungen :

- Dem Luftpaket wird weder Wärme zugeführt noch entzogen, so dass es adiabatisch expandiert oder komprimiert wird;

Luft ist ein schlechter Wärmeleiter und Temperaturänderungen durch Strahlungsprozesse sind gering im Vergleich zur Abkühlung oder Erwärmung durch Expansion und Kompression, so dass angenommen werden kann, dass die meisten atmosphärischen Vorgänge für die Dauer eines Tages annähernd adiabatisch verlaufen.

- das Luftpaket durchmischt sich nicht mit der Umgebungsluft;

Die Mischung des Luftpaketes mit der Umgebungsluft kann bei kräftigen Vertikalbewegungen beträchtlich sein. Zum Beispiel wird die Umgebungsluft bei einem sich bildenden Cumulus an den Rändern mit in die Wolke einbezogen. Dieser Effekt ist als Entrainment bekannt.

Zur Betrachtung der statischen Stabilität in Bereichen mit großem Entrainment werden deshalb andere Verfahren als die Parcel-Methode verwendet, die auch den Feuchteaus-tausch und die Umwandlung von Wärme beinhalten.

- in der Umgebung des Luftpaketes finden keine Kompensationsbewegungen statt.
Tatsächlich allerdings sinkt die Umgebungsluft des Luftquantums aus Kontinuitätsgründen mit einer im Vergleich zum aufsteigenden Luftpaket wesentlich geringeren Geschwindigkeit ab, so dass sie wärmer ist als in einem ungestörten Umfeld. Die mit der Parcel-Methode bestimmte Labilität ist deshalb immer größer als in der Realität.

Trotz dieser drei Einschränkungen stellt die Parcel-Methode ein durchaus brauchbares Verfahren zu Bestimmung der statischen Stabilität dar.

2.12.1 Statische Stabilität eines feuchten Luftpaketes

Feuchte oder ungesättigte Luft ist definitionsgemäß ein Gasgemisch aus trockener Luft und ungesättigtem Wasserdampf, die sich bei Hebungsvorgängen trockenadiabatisch um 1 K pro 100 m abkühlt und bei Absinkprozessen um denselben Betrag erwärmt. Die Temperaturänderung der Umgebungsluft beträgt dabei näherungsweise 0.5 K/100 m.

Befindet sich so ein feuchtes Luftpaket im hydrostatischen Gleichgewicht mit seinem Umfeld, dann entspricht seine Dichte ρ ($\rho(T, p, U)$) in einem definierten Druckniveau p - der Einfluss des Wasserdampfgehaltes (U) auf die Dichte wird vernachlässigt - der Dichte bzw. Temperatur T der Umgebungsluft.

Wird nun dieses Luftquantum durch einen kurzzeitigen vertikalen Kraftstoß aus seiner Gleichgewichtslage gebracht, danach sich selbst überlassen und vergleicht man jetzt während seiner Vertikalbewegung seine Temperaturänderung (γ_d) mit der der Umgebungsluft (γ), so lassen sich drei Fälle unterscheiden:

- Die vertikale Temperaturänderung des Luftpaketes ist größer als die der Umgebungsluft ➡ stabile Schichtung;
- die vertikale Temperaturänderung des Luftpaketes ist genau so groß wie die der Umgebungsluft ➡ indifferente Schichtung;
- die vertikale Temperaturänderung des Luftpaketes ist kleiner als die der Umgebungsluft ➡ labile Schichtung.

2.12.1.1 Trockenstabile Schichtung

Erfährt ein feuchtes Luftpaket einen kurzzeitigen aufwärts gerichteten Anstoß und ist seine vertikale Temperaturänderung größer als die der umgebenden Luft, so steigt es auf und kühlt sich dabei stärker ab als sein Umfeld. Wie ein in die Höhe geworfener Stein wird es deshalb aufgrund seiner geringeren Temperatur und größeren Dichte in Relation zum Umfeld bis zum Stillstand abgebremst und beginnt sich anschließend beschleunigt abwärts zu bewegen. Dabei erwärmt es sich stärker als seine Umgebungsluft, schießt über die Ausgangslage hinaus, ist nun wärmer als die umgebende Luft, so dass sich seine Abwärtsbewegung ständig vermindert, es zum Stillstand kommt und danach wieder beschleunigt aufsteigt. So schwingt das Luftpaket um die Gleichgewichtslage unter ständigem Verlust an kinetischer Energie infolge Reibung und kommt allmählich dort wieder zur Ruhe. Besitzt das Luftpaket bei dieser Vertikalbewegung gleichzeitig auch noch horizontale Bewegungsenergie, so kann sich eine Welle bilden.

Wird ein Luftpaket aus der Ruhelage abwärts in Bewegung gesetzt, so laufen die geschilderten Vorgänge in umgekehrter Reihenfolge ab.

Die auf das Luftpaket einwirkenden rückholenden Kräfte sind um so größer, je geringer die vertikale Temperaturänderung der Umgebungsluft ist.

Trockenstabile Schichtung

$\gamma_d > \gamma$ γ_d : Trockenadiabatischer Temperaturgradient
 γ : Temperaturgradient der Umgebungsluft

Beispiel 11

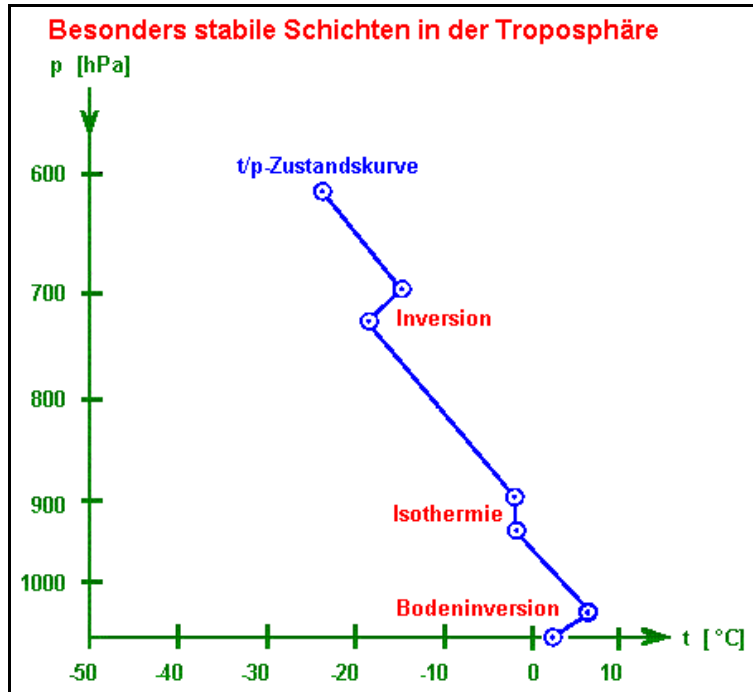
Annahme : Das Ausgangs- bzw. Gleichgewichtsniveau eines feuchten Luftpaketes (trockenadiabatische Temperaturänderung) sei 1000 m, seine Temperatur 20 °C und die Temperaturänderung der ruhenden Umgebungsluft betrage 0.5 K/100 m. Wird dieses ungesättigte Luftquantum gehoben, so hat es in 1500 m eine um 2.5 °C geringere und beim Absinken auf 500 m eine um denselben Betrag höhere Temperatur; die Schichtung ist trockenstabil.

Höhe [m ü. G.]	T e m p e r a t u r [°C]		
	Umgebungsluft	Luftpaket	Umgebungsluft
1500	17.5	15.0	17.5
1000	20.0	20.0	20.0
500	22.5	25.0	22.5

Bei trockenstabiler Schichtung verläuft die t/p-Zustandskurve im thermodynamischen Diagrammpapier steiler als die benachbarte Trockenadiabate.

Besonders stabile Schichten sind Inversionen und Isothermien, so dass sie als atmosphärische Sperschichten für Vertikalbewegungen wirken (s. Abb. 6).

Inversionen im Stüvediagramm (Abb. 6)



Weil aufsteigende Luftpakete bei stabiler Schichtung in eine wärmere Umgebung geraten, wird ihr Auftrieb wie bei einem Heißluftballon vermindert, so dass besonders Inversionen, die stabilsten Luftschichten, als Sperschichten für Vertikalbewegungen wirken. Vor allem bei winterlichen, schwachwindigen Hochdrucklagen, bei der Schadstoffe, die zum Beispiel von der Industrie und den Haushalten produziert und über Schornsteine abgegeben werden, erfolgt dann weder ein horizontaler noch vertikaler troposphärischer Abtransport, so dass sich die Schadstoffe unterhalb der Bodeninversion anreichern und zu einer erheblichen Einschränkung der Lebensqualität der Menschen führen können.

Weil aufsteigende Luftpakete bei stabiler Schichtung in eine wärmere Umgebung geraten, wird ihr Auftrieb wie bei einem Heißluftballon vermindert, so dass besonders Inversionen, die stabilsten Luftschichten, als Sperschichten für Vertikalbewegungen wirken. Vor allem bei winterlichen, schwachwindigen Hochdrucklagen, bei der Schadstoffe, die zum Beispiel von der Industrie und den Haushalten produziert und über Schornsteine abgegeben werden, erfolgt dann weder ein horizontaler noch vertikaler troposphärischer Abtransport, so dass sich die Schadstoffe unterhalb einer Bodeninversion anreichern und zu einer erheblichen Einschränkung der Lebensqualität der Menschen führen können.

2.12.1.2 Trockenlabile Schichtung

Ist der trockenadiabatische Temperaturgradient kleiner als der Temperaturgradient der Umgebungsluft, so ist das nach oben angestoßene Luftpaket zunehmend wärmer als die Umgebungsluft, so dass es ständig an Auftrieb gewinnt.

Bei einem Anstoß nach unten dagegen ist es kälter als die Umgebungsluft, so dass es aufgrund seiner Abtriebskraft seine abwärtsgerichtete Bewegung fortsetzt.

In beiden Fällen wirken Kräfte ein, die das Luftpaket beschleunigt aus der Gleichgewichtslage entfernen, in die es nicht mehr zurückkehrt.

Trockenlabile Schichtung

$$\gamma_d < \gamma$$

γ_d : Trockenadiabatischer Temperaturgradient
 γ : Temperaturgradient der Umgebungsluft

Bei trockenlabiler Schichtung verläuft die t/p-Zustandskurve im thermodynamischen Diagrammpapier flacher als die benachbarte Trockenadiabate. Dieser Zustand ist im allgemeinen in der freien Atmosphäre nicht anzutreffen, tritt gewöhnlich nur in der bodennahen Luftschicht auf und wird bei der TEMP-Zeichnung als Überadiabate bezeichnet.

2.12.1.3 Trockenindifferente Schichtung

Entspricht die vertikale Temperaturabnahme des Luftpaketes die der Umgebungsluft, so hat es bei Ab- und Aufwärtsbewegungen die gleiche Temperatur wie die umgebende Luft, so dass es durch Ab- bzw. Auftriebskräfte weder verzögert noch beschleunigt wird. Es bewegt sich deshalb mit seiner Anstoßgeschwindigkeit solange weiter, bis es durch Reibung mit der Umgebungsluft zur Ruhe kommt.

Bei trockenindifferenter Schichtung verläuft die t/p-Zustandskurve im thermodynamischen Diagrammpapier parallel zu den benachbarten Trockenadiabaten.

Trockenindifferente Schichtung

$$\gamma_d = \gamma$$

γ_d : Trockenadiabatischer Temperaturgradient
 γ : Temperaturgradient der Umgebungsluft

Beispiel 12

Annahme : Das Ausgangs- bzw. Gleichgewichtsniveau eines feuchten Luftpaketes (trockenadiabatische Temperaturänderung) sei 1000 m, die Temperatur 20 °C und die Temperaturänderung der ruhenden Umgebungsluft betrage 1 K/100 m. Bei Vertikalbewegungen hat dieses Luftquantum in jeder Höhe die gleiche Temperatur wie die Umgebungsluft; die Schichtung ist indifferent.

Höhe [m ü. G.]	T e m p e r a t u r [° C]		
	Umgebungsluft	Luftpaket	Umgebungsluft
1500	15.0	15.0	15.0
1000	20.0	20.0	20.0
500	25.0	25.0	25.0

2.12.2 Statische Stabilität eines gesättigten Luftpaketes

Ein Gasgemisch aus trockener Luft und gesättigtem Wasserdampf wird als gesättigte Luft oder als Wolkenluft bezeichnet.

Für Wolkenluft gelten die gleichen Überlegungen (s. 2.12.1) wie für feuchte Luft, nur wird jetzt anstatt von γ_d der feuchtadiabatische Temperaturgradient γ_w verwendet.

2.12.2.1 Feuchtstabile Schichtung

Ist der feuchtadiabatische Temperaturgradient γ_w größer als der Temperaturgradient γ der Umgebungsluft, so ist das vertikal bewegte Wolkenluftpaket beim Aufsteigen kälter und beim Absinken wärmer als die Umgebungsluft. In beiden Fällen wirken Kräfte auf das Luftpaket ein, die es in die Ausgangslage zurückbringen wollen.

Feuchtstabile Schichtung

$$\gamma_w > \gamma$$

γ_w : feuchtadiabatischer Temperaturgradient
 γ : Temperaturgradient der Umgebungsluft

Bei feuchtstabiler Schichtung verläuft die t/p-Zustandskurve im thermodynamischen Diagrammpapier steiler als die benachbarte Feuchtadiabate.

2.12.2.2 Feuchtlabile Schichtung

Ist der feuchtadiabatische Temperaturgradient γ_w kleiner als der Temperaturgradient γ der Umgebungsluft, so kühlt sich das Wolkenluftpaket beim Aufsteigen geringfügiger als seine Umgebungsluft ab und erwärmt sich beim Absinken ebenfalls weniger stark.

In beiden Fällen setzt das gesättigte Luftquantum seine begonnene Vertikalbewegung anfangs beschleunigt fort und kehrt nicht mehr in die Ausgangslage zurück.

Feuchtlabile Schichtung

$$\gamma_w < \gamma$$

γ_w : feuchtadiabatischer Temperaturgradient
 γ : Temperaturgradient der Umgebungsluft

Bei feuchtlabiler Schichtung verläuft die t/p-Zustandskurve im thermodynamischen Diagrammpapier flacher als die benachbarte Feuchtadiabate.

Beispiel 13

Annahme : Das Ausgangs- bzw. Gleichgewichtsniveau eines gesättigten Luftpaketes sei 1000 m, die Temperatur 20 °C, seine Temperaturänderung betrage 0.5 K/100 m (feuchtadiabatische Temperaturänderung) und die Temperaturänderung der ruhenden Umgebungsluft betrage 1 K/100 m. Beim Aufsteigen hat dieses Wolkenluftquantum eine um 2.5 °C höhere und beim Absinken eine um denselben Betrag geringere Temperatur als seine Umgebungsluft.

Höhe [m ü. G.]	Temperatur [°C]		
	Umgebungsluft	Luftpaket	Umgebungsluft
1500	15.0	17.5	15.0
1000	20.0	20.0	20.0
500	25.0	22.5	25.0

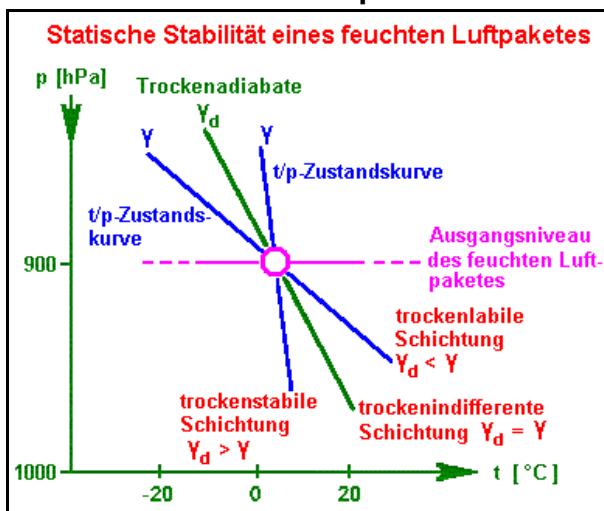
2.12.2.3 Feuchtindifferente Schichtung

Ist das Wolkenluftpaket von Luft umgeben, welche die gleiche Temperatur wie es selbst aufweist, dann ist die Schichtung feuchtindifferent. Die t/p-Zustandskurve im thermodynamischen Diagrammpapier verläuft dann parallel zu der benachbarten Feuchtadiabate.

2.12.3 Statische Stabilität im TEMP

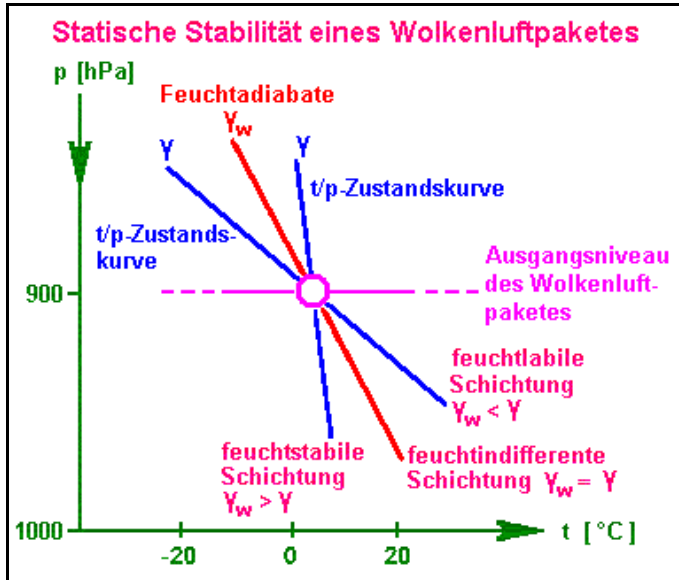
Die in der Troposphäre ablaufenden adiabatischen Vorgänge bei Vertikalbewegungen eines Luftpaketes (γ_d , γ_w) lassen sich im thermodynamischen Diagrammpapier mit den Vorgangskurven der Trocken- oder Feuchtadiabaten nachvollziehen, je nachdem, ob der im Luftquantum enthaltene Wasserdampf ungesättigt oder gesättigt ist.

Trockenadiabate und t/p-Kurve im Stüvediagramm (Abb. 7)



Die Temperaturänderung γ der sich in Ruhe befindlichen umgebenden Luft repräsentiert dagegen die t/p -Zustandskurve (s. Tab. 6 und Abb. 7, 8).

Feuchtadiabate und t/p -Kurve im Stüvediagramm (Abb. 8)



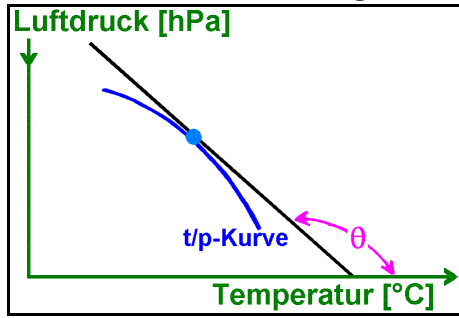
Gleichgewichtszustand und vertikaler Temperaturgradient (Tab. 6)

Art des Gleichgewichtszustandes	Vertikaler Temperaturgradient [K (10 ⁻² m ⁻¹)]				Verhalten des Luftpaketes nach dem kurzzeitigen Anstoß
	feuchtes Luftpaket		gesättigtes Luftpaket		
stabil	trockenstabil	$\gamma_d > \gamma$	feuchtstabil	$\gamma_w > \gamma$	Rückkehr in die Gleichgewichtslage
labil	trockenlabil	$\gamma_d < \gamma$	feuchtlabil	$\gamma_w < \gamma$	Entfernung aus der Gleichgewichtslage
indifferent	trockenindifferent	$\gamma_d = \gamma$	feuchtindifferent	$\gamma_w = \gamma$	ständig im Gleichgewicht mit der Umgebungsluft

Die statische Stabilität eines aufwärts bewegten Luftpaketes lässt sich durch die Betrachtung des Verlaufs der t/p -Zustandskurve und der Neigung der Trocken- oder Feuchtadiabaten eines TEMP bestimmen. Dabei wird an einem Punkt der t/p -Kurve die Größe des Winkels θ zwischen der Tangente und der horizontalen Achse mit dem Neigungswinkel der benachbarten Trocken- oder Feuchtadiabaten oberhalb dieses Punktes verglichen.

Verläuft die t/p -Zustandskurve steiler als die benachbarte Trocken- oder Feuchtadiabate, ist also der Winkel θ kleiner als der Winkel der benachbarten Vorgangskurve, dann ist die Schichtung stabil.

Winkel θ zwischen Tangente und horizontaler Achse (Abb. 9 a))



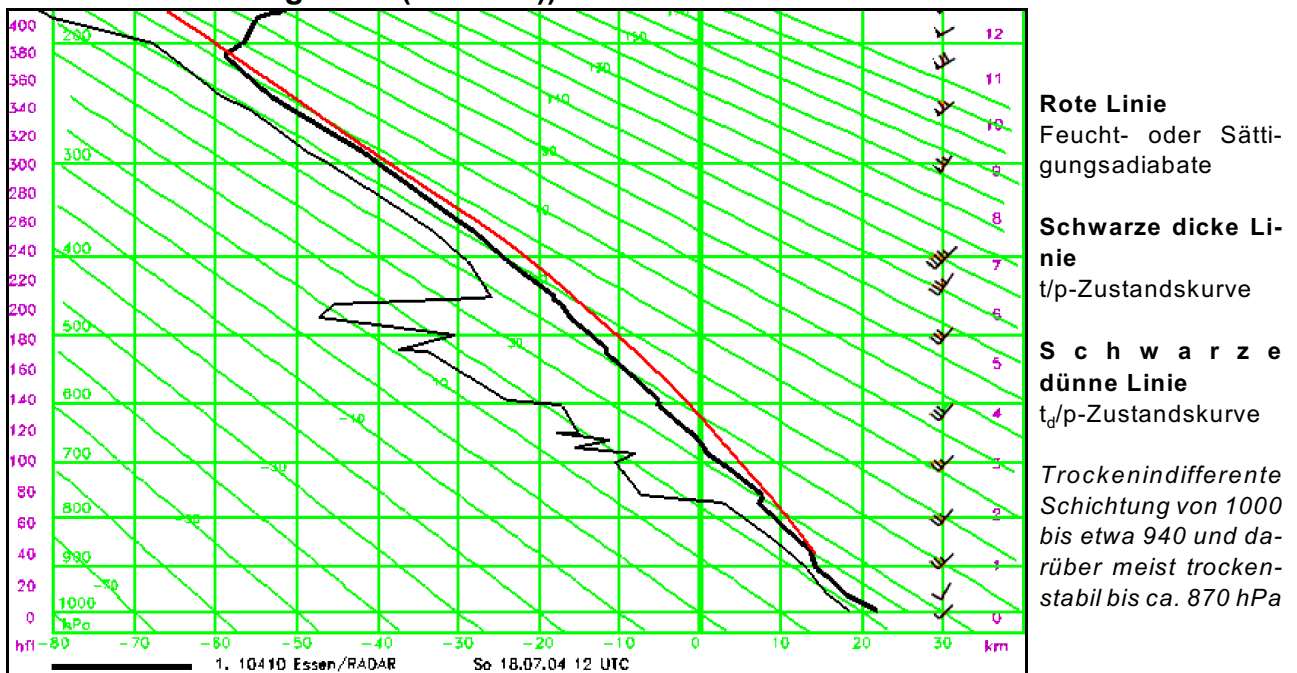
θ : Winkel zwischen der Tangente an die t/p -Zustandskurve und der horizontalen Temperaturachse im Stüvediagramm

- Stabile Schichtung** : t/p -Zustandskurve verläuft steiler als die benachbarte Trocken- oder Feuchtadiabate (Winkel θ ist kleiner als der Neigungswinkel der benachbarten Vorgangskurve)
- Labile Schichtung** : t/p -Zustandskurve verläuft flacher als die benachbarte Trocken- oder Feuchtadiabate (Winkel θ ist größer als der Neigungswinkel der benachbarten Vorgangskurve)
- Indifferente Schichtung** : t/p -Zustandskurve hat die gleiche Steigung wie die Trocken- oder Feuchtadiabate (Winkel θ ist genau so groß wie der Neigungswinkel der benachbarten Vorgangskurve)

Eine labile Schichtung liegt vor, wenn die Zustandskurve ein flacheres Aussehen als die benachbarte Trocken- oder Feuchtadiabate zeigt, d.h. der Winkel θ ist größer als der Winkel der entsprechenden Vorgangskurve.

Der Zustand ist indifferent, wenn die t/p -Zustandskurve die gleiche Steigung hat wie die benachbarte Trocken- oder Feuchtadiabate (der Winkel θ ist genau so groß wie der Winkel der entsprechenden Vorgangskurve).

TEMP im Stüvediagramm (Abb. 9 b))



Feuchtlabile Schichtung von etwa 870 bis 210 hPa (Feuchtadiabate verläuft rechts von der t/p -Zustandskurve)
 Feuchtstabile Schichtung oberhalb von ca. 210 hPa (Feuchtadiabate verläuft links von der t/p -Zustandskurve)

2.13 Hebungskondensationsniveau (HKN)

Wird ein ungesättigtes Luftpaket durch einen Prozess (z.B. Turbulenz) oder ein Strömungshindernis zwangsweise gehoben, so kühlt es sich trockenadiabatisch ab und das Mischungsverhältnis r , das bei diesem Vorgang konstant bleibt, gibt die Taupunktänderung t_d an.

Weil die Temperatur des Mischungsverhältnisses dem Taupunkt entspricht, sind im Schnittpunkt der Trockenadiabate durch p_o , t_o mit der Linie des Sättigungsmischungsverhältnisses r_w durch p_o , t_{do} Temperatur und Taupunkt einander gleich.

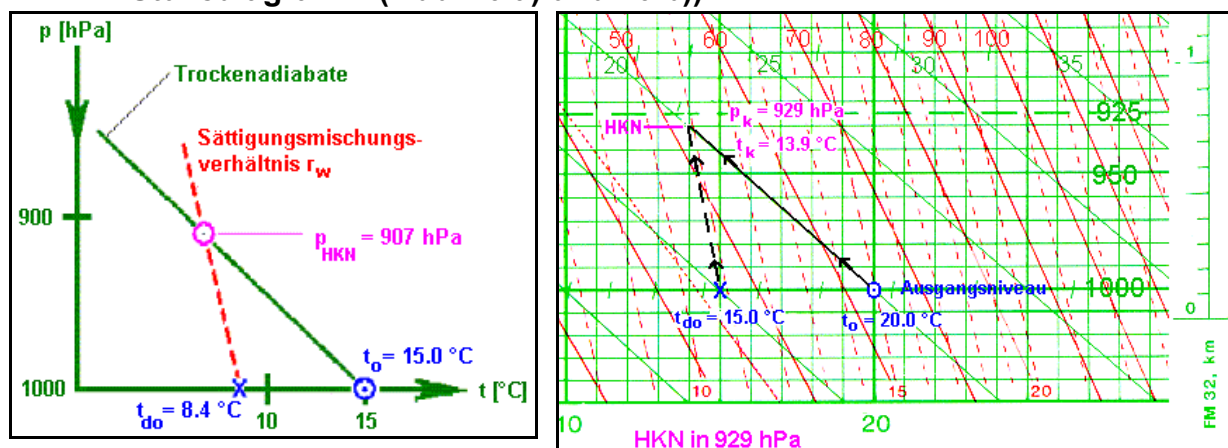
Bei weiterer erzwungener Hebung kondensiert dann der überschüssige Wasserdampf zu Wolkenröpfchen.

Dieses Niveau heißt deshalb Hebungskondensationsniveau HKN und ergibt sich als Schnittpunkt der Trockenadiabate durch die Temperatur t_o mit der Kurve des Sättigungsmischungsverhältnisses r_w durch den Taupunkt t_{do} .

Beispiel 14

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 1000 \text{ hPa}$ $t_o = 15.0 \text{ }^\circ\text{C}$ $t_{do} = 8.4 \text{ }^\circ\text{C}$	$p_{HKN} = 907 \text{ hPa}$

HKN im Stüvediagramm (Abb. 10 a) und 10 b))



Übung 9

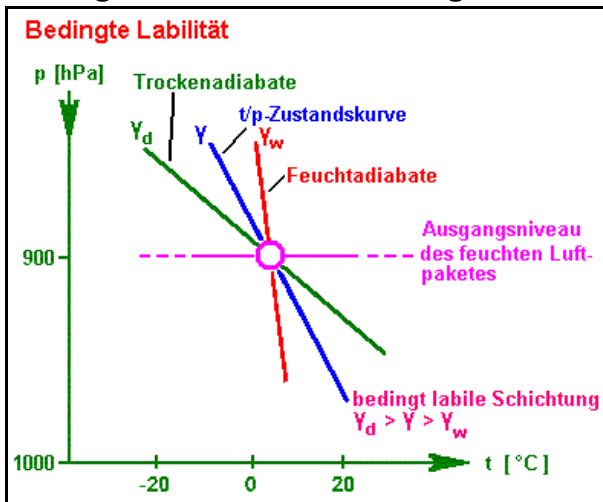
Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 987 \text{ hPa}$ $t_o = 8.9 \text{ °C}$ $t_{do} = 0.3 \text{ °C}$	$p_{\text{HKN}} = \dots\dots\dots \text{ hPa}$
Ausgangsniveau	$p_o = 1015 \text{ hPa}$ $t_o = 18.5 \text{ °C}$ $t_{do} = 11.5 \text{ °C}$	$p_{\text{HKN}} = \dots\dots\dots \text{ hPa}$

2.14 Bedingte und latente Labilität

2.14.1 Allgemeines

Wird ein feuchtes Luftpaket vom Bodendruckniveau zwangsweise bis zum HKN und darüber hinaus gehoben, kann die thermische Schichtung aufgrund der freigesetzten latente Wärme und der damit nun geringeren feuchtadiabatischen Abkühlung durchaus feuchtlabil werden. Diese Zustand heißt bedingte Labilität oder bedingte Stabilität und die t/p-Zustandskurve im thermodynamischen Diagrammpapier (TEMP) verläuft dann steiler als ihre benachbarte Trocken-, aber flacher als ihre nahe Feuchtadiabate, oder anders ausgedrückt, $y_d > y > y_w$ (s. Abb. 11).

Bedingte Labilität oder bedingte Stabilität (Abb. 11)



y : Vertikaler Temperaturgradient der t/p-Zustandskurve [$\text{K } 10^{-2} \text{ m}^{-1}$]

y_d : Trockenadiabatischer Temperaturgradient [$\text{K } 10^{-2} \text{ m}^{-1}$]

y_w : Feuchtadiabatischer Temperaturgradient [$\text{K } 10^{-2} \text{ m}^{-1}$]

Die thermische Schichtung wird nur feuchtilabil, wenn

- ein mechanischer Hebungsprozess ausreichender Stärke die stabilisierenden Kräfte der bodennahen Luftschicht überwindet und das Luftpaket bis in die Höhe transportiert, in der es wärmer als die Umgebungsluft ist und
- das Luftquantum genügend Wasserdampf enthält, so dass während des Hebungsprozesses das HKN durchschritten wird.

2.14.2 Latente Labilität

Bei bedingt labiler Schichtung kehrt ein ungesättigtes Luftpaket, solange keine Kondensation einsetzt, nach einem vertikalen Anstoß aus der Ausgangslage in sein Gleichgewichtsniveau zurück.

Wird es jedoch über das HKN hinaus gehoben, kann es eine Höhe erreichen, in dem es wärmer als die Umgebungsluft ist und deshalb durch freien Auftrieb weiter aufsteigt. Dieses Niveau lautet deshalb "Niveau der freien Konvektion (NFK)" oder "Level of free convection (LFC)" und lässt sich im Diagrammpapier als Schnittpunkt der Feuchtadiabaten durch das HKN mit der t/p -Zustandskurve bestimmen (s. Abb. 12).

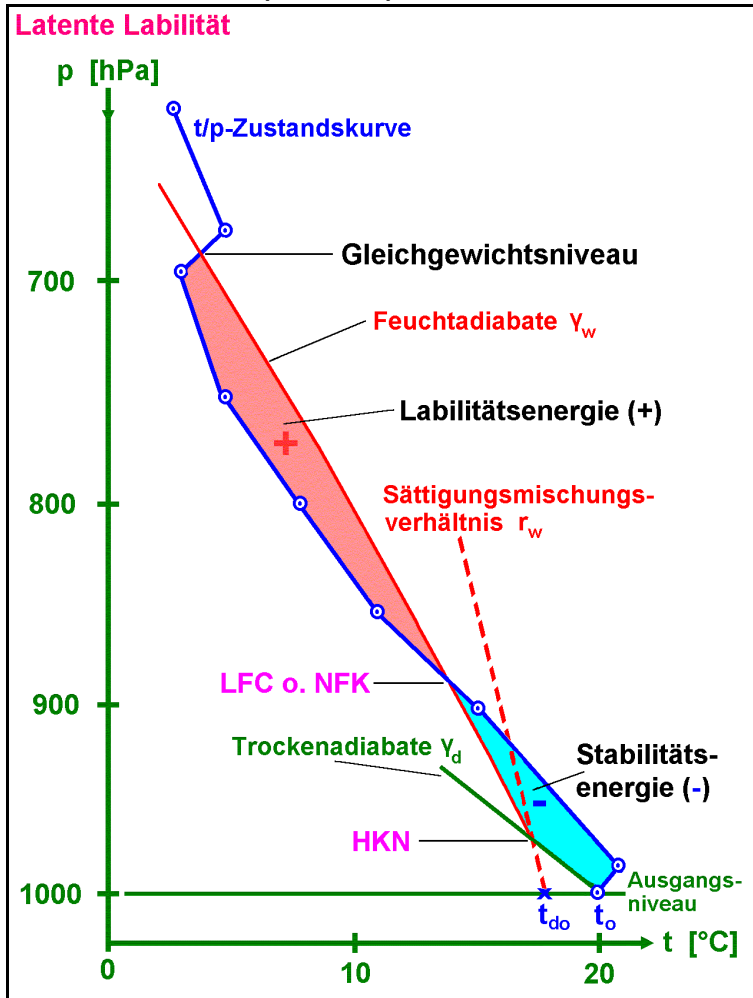
Niveau der freien Konvektion (NFK) : Schnittpunkt der Feuchtadiabaten durch das HKN mit der t/p -Zustandskurve
Level of free convection (LFC)

Die Fläche, die sich zwischen der t/p -Kurve des TEMP und der Trockenadiabaten bis zum HKN und der Feuchtadiabaten bis zum LFC ergibt, ist ein Maß für die Stabilitätsenergie des Luftpaketes. Seine Labilitätsenergie dagegen zeigt sich als Fläche zwischen t/p -Kurve und Feuchtadiabate ab dem LFC bis zu ihrem erneuten Schnittpunkt mit der Zustandskurve, also dem Niveau, im dem das aufsteigende Luftpaket die gleiche Temperatur wie seine Umgebungsluft hat.

Vergleicht man nun die Flächeninhalte bzw. berechnet man ihre Energieinhalte in Joule pro Kilogramm, dann spricht man von latenter Labilität (s. Abb. 12 und 2.22), wenn die Labilitätsfläche sich als größer als die Stabilitätsfläche erweist.

latente Labilität: Labilitätsfläche (+) größer als Stabilitätsfläche (-) (s. Abb. 12)

Latente Labilität (Abb. 12)



NFK (LFC)

Niveau der freien Konvektion

HKN

Hebungskondensationsniveau

Latente Labilität

Die thermische Schichtung ist bedingt labil und die Labilitätsfläche (+) ist größer als die Stabilitätsfläche (-).

Labilitätsenergie (+)

Maß für die Auftriebskraft eines Luftpaketes. Bei konstantem Druck ist die Temperaturdifferenz zwischen dem aufsteigendem Wolkenluftpaket und seiner Umgebungsluft der Aufstiegs geschwindigkeit proportional.

Stabilitätsenergie (-)

Maß für die Energie, die notwendig ist, ein Luftpaket vom Erdboden bis zum NFK zu heben.

In der englischen Literatur wird die Labilitätsenergie als CAPE (Convective available potential energy) und die Stabilitätsenergie als CIN (Convective inhibition) bezeichnet. Weil sich beide Begriffe hier auf das LFC beziehen, heißen sie CAPE(LFC) und CIN(LFC).

2.15 Pseudo-Äquivalenttemperatur t_{se}

Die Pseudo-Äquivalenttemperatur t_{se} ist die Temperatur, die ein Luftquantum annähme, das

- trockenadiabatisch vom Ausgangsniveau p_o bis zum HKN aufstiege, danach
- feuchtadiabatisch weiter gehoben würde, bis der gesamte Wasserdampf kondensiert und ausgefallen wäre und anschließend wieder
- trockenadiabatisch bis zum Ausgangsniveau p_o absänke.

Diese Vorgänge sind weder streng adiabatisch, weil Änderungen im Wärmehalt während des Aufstieges stattgefunden hätten, noch ausgesprochen isobarisch, da Druckänderungen erfolgt wären.

Diese Größe heißt deshalb Pseudo-Äquivalenttemperatur t_{se} und entspricht etwa der Äquivalenttemperatur t_e , so dass mit Hilfe eines thermodynamischen Diagrammpapiers die angenäherte Äquivalenttemperatur feuchter Luft wie folgt graphisch bestimmt werden kann :

- a) Ermittlung des HKN;
- b) Bestimmung der Feuchtadiabate, die durch die HKN-Koordinaten p_k und t_k verläuft;
- c) Feststellung der Trockenadiabate, der sich die in b) ermittelte Feuchtadiabate asymptotisch nähert;
- d) der Schnittpunkt der Trockenadiabate aus c) mit der Isobare des Ausgangsniveaus p_o ergibt die Pseudo-Äquivalenttemperatur t_{se} .

Beispiel 15

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 980 \text{ hPa}$ $t_o = 13.4 \text{ }^\circ\text{C}$ $t_{do} = 11.5 \text{ }^\circ\text{C}$	$p_{HKN} = 953 \text{ hPa}$ $t_{HKN} = 11.1 \text{ }^\circ\text{C}$ $t_{se} = 38.3 \text{ }^\circ\text{C}$

Übung 10

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 1022 \text{ hPa}$ $p_{HKN} = 957 \text{ hPa}$ $t_{HKN} = 8.6 \text{ }^\circ\text{C}$	$t_{se} = \dots\dots\dots \text{ }^\circ\text{C}$
Ausgangsniveau	$p_o = 995 \text{ hPa}$ $p_{HKN} = 920 \text{ hPa}$ $t_{HKN} = -2.8 \text{ }^\circ\text{C}$	$t_{se} = \dots\dots\dots \text{ }^\circ\text{C}$

2.16 Pseudopotentielle Temperatur ϑ_{ps} (Θ_{ps})

- ϑ_{ps} ist die Temperatur, die ein Luftquantum annähme, wenn es
- trockenadiabatisch vom Ausgangsniveau p_o bis zum HKN, danach
 - feuchtadiabatisch weiter gehoben würde, bis der gesamte Wasserdampf kondensiert und ausgefallen wäre und anschließend wieder
 - trockenadiabatisch auf 1000 hPa gebracht würde.

Die Feuchtadiabaten sind Linien gleicher pseudopotentieller Temperatur ϑ_{ps} und diese Größe ist ein Maß für den gesamten Inhalt der Luft an fühlbarer und latenter Wärme.

2.16.1 Verhalten bei Vertikalbewegungen

Die pseudopotentielle Temperatur ϑ_{ps} bleibt bei Vertikalbewegungen eines feuchten oder gesättigten Luftpaketes konstant.

Diese Größe wird deshalb auch als Luftmassenkriterium verwendet.

2.16.2 Ermittlungsmethode

ϑ_{ps} lässt sich wie folgt aus dem Diagrammpapier ablesen :

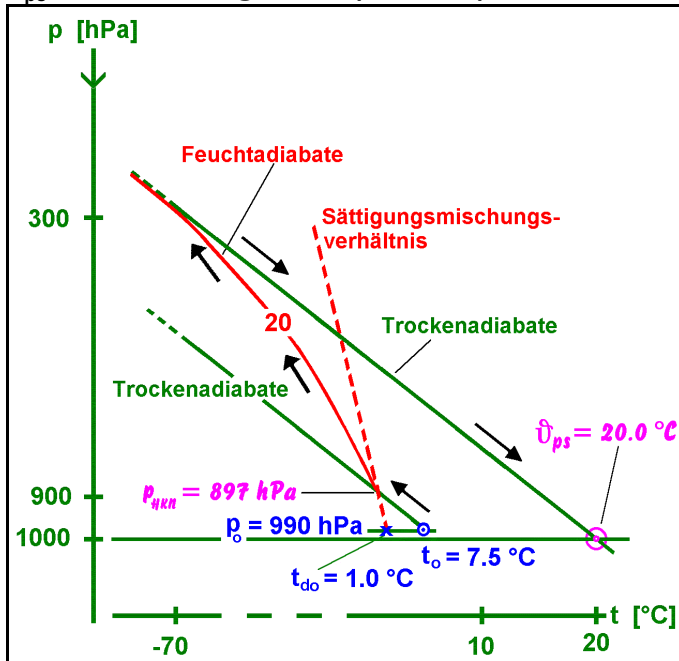
- a) Bestimmung des HKN;
- b) Ermittlung der Feuchtadiabate, die durch die HKN-Koordinaten p_k und t_k verläuft;
- c) Feststellung der Trockenadiabate, der sich die in b) ermittelte Feuchtadiabate asymptotisch nähert;
- d) der Schnittpunkt der Trockenadiabate aus c) mit der 1000 hPa Isobare ergibt die pseudopotentielle Temperatur ϑ_{ps} .

Im Stüvediagramm sind die Feuchtadiabaten als Linien konstanter pseudopotentieller Temperatur bereits rot mit den ϑ_{ps} -Werten von 5 zu 5 Grad beschriftet, so dass der Schritt c) nicht mehr ausgeführt zu werden braucht, da man ϑ_{ps} direkt ablesen kann bzw. durch Interpolation erhält.

Beispiel 16

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 990 \text{ hPa}$ $t_o = 7.5 \text{ }^\circ\text{C}$ $t_{do} = 1.0 \text{ }^\circ\text{C}$	$p_{HKN} = 897 \text{ hPa}$ $t_{HKN} = -0.3 \text{ }^\circ\text{C}$ $\vartheta_{ps} = 20 \text{ }^\circ\text{C}$

ϑ_{ps} im Stüvediagramm (Abb. 13)



ϑ_{ps} lässt sich wie folgt aus dem Diagrammpapier ablesen :

- Bestimmung des HKN;
- Ermittlung der Feuchtadiabate, die durch die HKN-Koordinaten p_k und t_k verläuft;
- Feststellung der Trockenadiabate, der sich die in b) ermittelte Feuchtadiabate asymptotisch nähert;
- der Schnittpunkt der Trockenadiabate aus c) mit der 1000 hPa Isobare ergibt die pseudopotentielle Temperatur ϑ_{ps} .

Im Stüvediagramm sind die Feuchtadiabaten als Linien konstanter pseudopotentieller Temperatur bereits rot mit den ϑ_{ps} -Werten von 5 zu 5 Grad beschriftet, so dass der Schritt c) nicht mehr ausgeführt zu werden braucht, da man ϑ_{ps} direkt ablesen kann bzw. durch Interpolation erhält.

Übung 11

gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 1015 \text{ hPa}$ $t_o = 24.3 \text{ °C}$ $t_{do} = 19.7 \text{ °C}$	$\vartheta_{ps} = \dots\dots\dots \text{ °C}$
Ausgangsniveau	$p_o = 996 \text{ hPa}$ $t_o = 12.3 \text{ °C}$ $t_{do} = 8.2 \text{ °C}$	$\vartheta_{ps} = \dots\dots\dots \text{ °C}$

2.17 Pseudo-Feuchttemperatur t_{sw}

Die Pseudo-Feuchttemperatur ist die Temperatur, die ein Luftquantum annähme, wenn es trockenadiabatisch bis zum HKN aufstiege und anschließend wieder feuchtadiabatisch bis zum Ausgangsniveau absänke.

Die Pseudo-Feuchttemperatur t_{sw} entspricht weitgehend der Feuchttemperatur t' , der Temperatur des feuchten Thermometers, das in feuchter Luft aufgrund des latenten Wärmeeinzugs durch die Verdunstung des angefeuchteten Mulläppchens eine niedrigere Temperatur aufweist als das benachbarte trockene Thermometer.

Die Pseudo-Feuchttemperatur t_{sw} lässt sich wie folgt aus dem Diagrammpapier ablesen:

- a) Bestimmung des HKN;
- b) der Schnittpunkt der Feuchtadiabate durch das HKN mit den Ausgangskordinaten p_o und t_o ergibt t_{sw} .

Beispiel 17

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 1016 \text{ hPa}$ $t_o = 8.9 \text{ }^\circ\text{C}$ $t_{do} = 3.5 \text{ }^\circ\text{C}$	$p_{HKN} = 937 \text{ hPa}$ $t_{HKN} = 2.4 \text{ }^\circ\text{C}$ $t_{sw} = 6.2 \text{ }^\circ\text{C}$

Übung 12

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 995 \text{ hPa}$ $t_o = -7.5 \text{ }^\circ\text{C}$ $t_{do} = -13.9 \text{ }^\circ\text{C}$	$t_{sw} = \dots\dots\dots \text{ }^\circ\text{C}$
Ausgangsniveau	$p_o = 1026 \text{ hPa}$ $t_o = 11.6 \text{ }^\circ\text{C}$ $t_{do} = 7.6 \text{ }^\circ\text{C}$	$t_{sw} = \dots\dots\dots \text{ }^\circ\text{C}$

2.18 Virtuelle Temperatur t_v

Die relative Topographie ist eine Funktion der Temperatur und des Wasserdampfgehaltes. Um diese Beziehung aufgrund der großen Schwankungen der Luftfeuchte zu vereinfachen, geht man bei theoretischen Betrachtungen und bei den in der Praxis stattfindenden aerologischen Berechnungen von der Annahme aus, dass die Luft absolut trocken sei. Ihr Feuchtegehalt wird jedoch nicht vernachlässigt, sondern dadurch berücksichtigt, dass die Temperatur der trockenen Luft soweit erhöht wird, bis ihre Dichte genau der Dichte der wasserdampfhaltigen Luft entspricht.

Diese etwas höhere Temperatur der trockenen Luft wird virtuelle Temperatur t_v genannt, und der Temperaturzuschlag aufgrund der Luftfeuchte heißt virtueller Temperaturzuschlag t_{vz} .

Je höher der Wasserdampfgehalt der Luft, desto größer ist der virtuelle Temperaturzuschlag t_{vz} und die virtuelle Temperatur t_v .

Die virtuelle Temperatur ist damit die Temperatur, die trockene Luft annehmen muss, wenn sie bei gleichem Druck die gleiche Dichte aufweisen soll wie gegebene feuchte Luft.

Virtuelle Temperatur (Form. 19)

$$(1) \quad t_v \approx t + t_{vz} \approx t + \frac{r}{6} \quad [^{\circ}\text{C}]$$

$$(2) \quad t_v \approx t + t_{vz} \approx t + \frac{U \times t_{vz100\%}}{100 \%} \quad [^{\circ}\text{C}]$$

- t_v : Virtuelle Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]
- t : Temperatur der trockenen Luft [$^{\circ}\text{C}$]
- t_{vz} : Virtueller Temperaturzuschlag
- r : Mischungsverhältnis [g kg^{-1}]
- $t_{vz100\%}$: Virtueller Temperaturzuschlag bei gesättigter Luft ($U = 100 \%$)
- U : Relative Luftfeuchte (%)

Zur Bestimmung des virtuellen Temperaturzuschlag für gesättigte Luft sind in das Stüvedia-gramm kleine grüne Hilfsskalen eingedruckt, die sogenannten `Grashalme`. Der Abstand der beiden 'Grashalme' in Grad Celsius, zwischen denen die Temperatur t liegt, ergibt den virtuellen Temperaturzuschlag $t_{vz100\%}$ für eine relative Luftfeuchte von $U = 100 \%$.

Beispiel 18

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 996 \text{ hPa}$	$r = 7.6 \text{ g kg}^{-1}$
	$t_o = 20.8 \text{ }^{\circ}\text{C}$	$t_{vz} = 1.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$
	$t_{do} = 9.7 \text{ }^{\circ}\text{C}$	$t_v = 22.1 \text{ }^{\circ}\text{C}$
	$p_o = 900 \text{ hPa}$	$t_{vz100\%} = 0.9 \text{ }^{\circ}\text{C}$
	$t_o = 5.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$	$t_{vz} = 0.6 \text{ }^{\circ}\text{C}$
	$U = 70 \%$	$t_v = 5.6 \text{ }^{\circ}\text{C}$

Übung 13

Gegebene Größen		Ergebnis
Ausgangsniveau	$p_o = 1005 \text{ hPa}$	$r = \dots\dots\dots \text{ g kg}^{-1}$
	$t_o = 13.6 \text{ }^{\circ}\text{C}$	$t_{vz} = \dots\dots\dots \text{ }^{\circ}\text{C}$
	$t_{do} = 8.6 \text{ }^{\circ}\text{C}$	$t_v = \dots\dots\dots \text{ }^{\circ}\text{C}$
	$p_o = 1015 \text{ hPa}$	$r = \dots\dots\dots \text{ g kg}^{-1}$
	$t_o = 31.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$	$t_{vz} = \dots\dots\dots \text{ }^{\circ}\text{C}$
	$t_{do} = 25.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$	$t_v = \dots\dots\dots \text{ }^{\circ}\text{C}$

2.19 Stau und Föhn

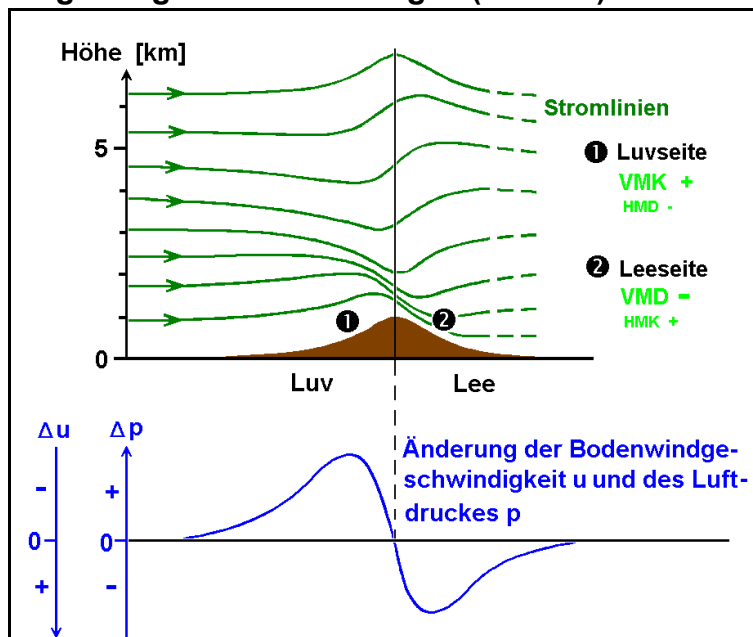
2.19.1 Allgemeines

Wird Luft gegen einen Bergkamm geführt, so um- und überströmt sie in Bodennähe das Hindernis. Der Anteil der Luft, der die Gebirgsbarriere überfließt, ist um so größer, desto horizontal ausgedehnter sich der Höhenzug erweist.

Oberhalb des Bergkammes dagegen beginnt die Luft bereits vor dem Gipfel dynamisch abzusinken (s. Abb. 14).

Der Strömungsfluss in der hohen Atmosphäre wird durch das Hindernis unmittelbar nicht gestört, jedoch können hier in Abhängigkeit vom vertikalen Wind- und Temperaturprofil der nieder-troposphärischen Luft Leewellen auftreten.

Schematische Darstellung von Stromlinien, Bodenwind- und -druckänderungen in der Umgebung eines Höhenzuges (Abb. 14)



Ausgezogene Linien : Stromlinien

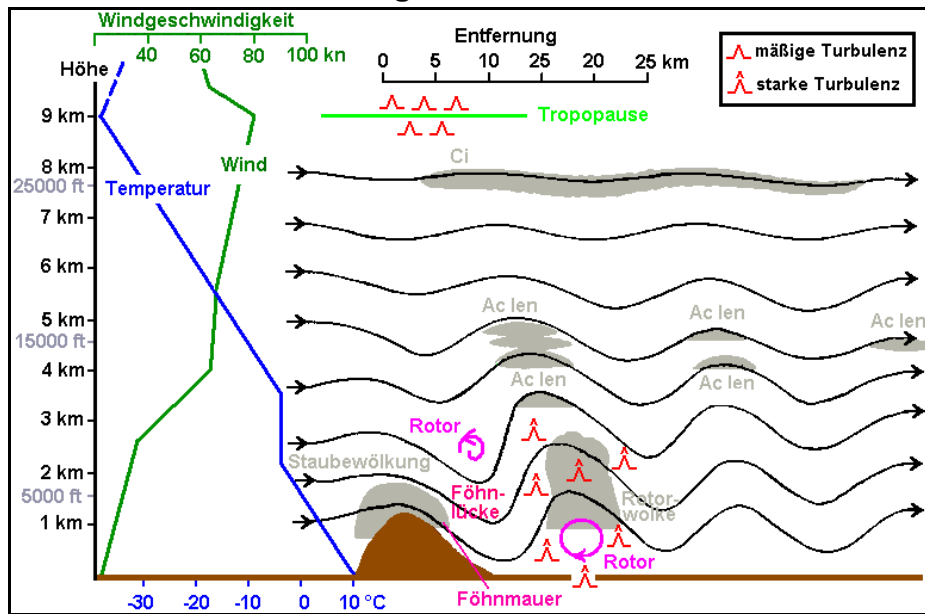
Δu : Änderung der Bodenwindgeschwindigkeit


Δp : Änderung des Bodenluftdruckes [hPa]

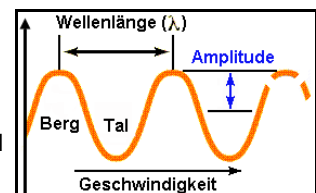
Die Drängelei der Stromlinien bedeutet höhere Windgeschwindigkeiten (s. Änderung des Bodenwindes). Auf der Luvseite herrscht Druckfall, auf der Leeseite Druckanstieg (s. Änderung des Bodenluftdruckes). Das Absinken in den unteren Schichten beginnt bereits vor dem Bergkamm.

Bei einer kräftigen und feuchten Luftströmung gegen das Hindernis ohne wesentliche Richtungsänderung des Windes mit der Höhe und einer stabiler Schichtung in Kammhöhe entwickeln sich im Umfeld des Gebirges typische meteorologische Erscheinungsformen wie Staubewölkung, Föhn, Leewellen und Rotoren (s. Abb. 15).

Schematisierten Strömungsverhältnisse im Bereich eines Höhenzuges (Abb. 15)



- Föhn-lücke oder -fenster** : Wolkenfreier Raum im Bereich des ersten Wellentales auf der Leeseite, der durch die starke Absinkbewegung der Luft entsteht.
- Föhnmauer** : Staubewölkung, die wie eine Kappe den Berggipfel auf der Leeseite bedeckt.
- Lenticulariswolke** : Linsen- oder mandelförmige Wolken, die quasi ortsfest in den Aufwindgebieten der Wellenberge zu finden sind.
- Rotor** : Quasistationärer Wirbel mit horizontaler Achse, häufig am kräftigsten unter dem ersten Wellenberg ausgeprägt.
- Rotorwolke** : Schlanke, zigarrenförmige, cumulusähnliche, nahezu stationäre Wolke im Bereich des ersten leeseitigen Wellenberges mit einer Basis etwa in Kammhöhe des Hindernisses.
- Schwachwindige Zone** : Region, in dem ein schwacher, der Höhenströmung entgegen gesetzter Bodenwind vorhanden ist oder Windstille herrscht.
- Starkwindfeld** : Bereich mit einem starken, hangabwärtsgerichteten Bodenwind, der oft Sturmstärke erreicht und höhere Geschwindigkeiten als im Gipfel des Gebirges oder auf seiner Luvseite zeigt. Manchmal treten auch Orkanböen auf.
-  : ICAO-Symbol für Gebiet starke bzw. mäßige Turbulenz.
- Leewelle** : Eine sich oft auf der Leeseite eines Bergkammes ausbreitende Schwingung, deren Wellenlänge in der Regel 5 bis 25 km und im Mittel 10 km beträgt. In der Mehrzahl der Beobachtungsfälle lassen sich leeseitig 2 bis 3, manchmal sogar 5 bis 7 Wellenberge feststellen.



2.19.1.1 Luv-Erscheinungen

Der Teil der nieder-troposphärischen Luftmenge, der die Hindernis nicht umfließt, wird auf der Luvseite des Gebirges zum Aufsteigen gezwungen und kühlt sich dabei trockenadiabatisch ab.

Je nach dem, ob die Luft genügend Wasserdampf enthält und/oder der Gebirgskamm ausreichend hoch genug ist, lassen sich dabei zwei Fälle unterscheiden. Es bleibt wolkenfrei oder Staubewölkung ohne fallenden Niederschlag bzw. Staubewölkung mit Niederschlag entsteht.

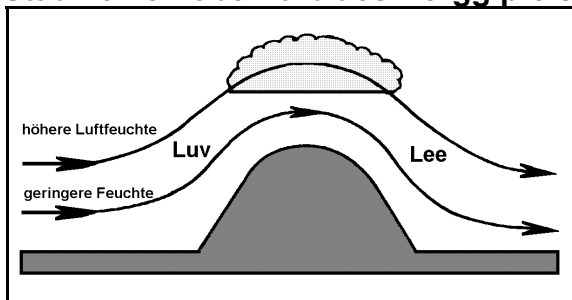
2.19.1.1.1 Luvseite ist wolkenfrei bzw. es fällt kein Niederschlag

Wird bei dem trockenadiabatischen Abkühlungsprozess auf der Luvseite der Taupunkt nicht unterschritten, bildet sich keine Staubewölkung. Dieser Vorgang lässt sich häufig an kleineren Bergkämmen beobachten, wenn die anströmende Luft große Taupunktdifferenzen aufweist, so dass der Wasserdampf nicht kondensiert.

Kondensiert dagegen bei der erzwungenen Hebung der Wasserdampf, so können sich Wolken bilden, die den Berggipfel wie eine Kappe bedecken. Die Untergrenze der Bewölkung kann dabei aufliegen oder sich oberhalb des Bergkammes befinden und ihre Mächtigkeit so gering sein, dass kein Niederschlag ausfällt. Diese Verhältnisse sind oft vorhanden, wenn das Hindernis nicht allzu hoch und/oder die Temperaturschichtung zu stabil ist, um schauerbildende Konvektionswolken auszulösen.

Liegt die Bewölkung auf, so kann jedoch eine nicht unerhebliche Wassermenge als abgesetzte Nebeltröpfchen bzw. Nebelfrostablagerungen ausgefällt werden.

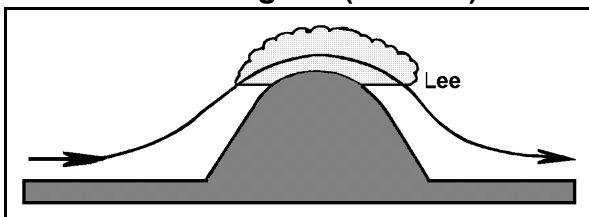
Stauwolken oberhalb des Berggipfels (Abb. 16)



Wird bei der erzwungenen Hebung auf der Luvseite der Taupunkt unterschritten, so können sich Wolken bilden, deren Untergrenze oberhalb des Berggipfels liegt und deren Mächtigkeit so gering ist, dass kein Niederschlag ausfällt. Auf der Leeseite des Gebirges wird die Luft bei der Abwärtsbewegung wieder erwärmt, aber die freiwerdende Wärme wird vollständig zur Verdunstung der vorhandenen Wolkentröpfchen verbraucht. Der Absinkvorgang der Luft findet deshalb im thermodynamischen Diagrammpapier entlang derselben Feucht- und Trockenadiabate wie beim Aufstieg statt, so

dass die Luft auf der Leeseite die gleiche Temperatur und den gleichen Wasserdampfgehalt aufweist, die sie vor der Hebung hatte. In diesem Falle liegen die Wolkenuntergrenzen auf der Luv- und Leeseite des Berges in der gleichen Höhe.

Stauwolke aufliegend (Abb. 17)



Liegt die Bewölkung auf, so kann eine nicht unerhebliche Wassermenge als abgesetzte Nebeltröpfchen bzw. Nebelfrostablagerungen ausgefällt werden.

In den deutschen Mittelgebirgen sind dadurch unter optimalen Bedingungen im Extremfall jährliche Niederschlagsmengen bis zu einigen 100 mm möglich.

2.19.1.1.2 Stauwolken mit Niederschlag

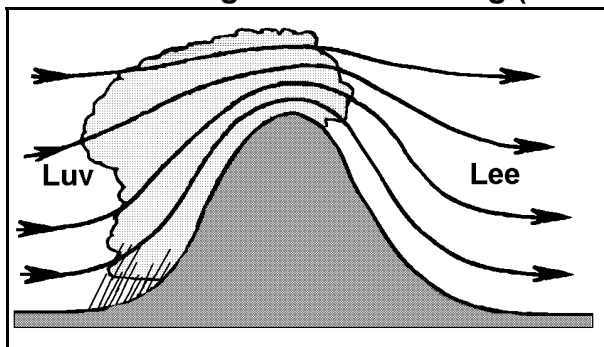
Ist das Berghindernis hoch und/oder die herangeführte Luft sehr feucht, bildet sich auf der Luvseite Staubeiwölkung und es fällt Niederschlag, je nach Jahreszeit in flüssiger oder fester Form. Diese Niederschläge können - besonders an ausgedehnten Hindernissen - sehr intensiv und langanhaltend sein.

Bei stabiler Schichtung entwickeln sich stratiforme Wolken in einzelnen oder zusammenhängenden Schichten.

Bei bedingt oder potentiell labiler Schichtung entstehen ebenfalls ausgedehnte Wolkenfelder, die durch eingelagerte Quellwolken - embd Cu oder Cb - gekennzeichnet sind, welche die Schichtwolkenobergrenze durchstoßen und so als Quellformen für Piloten sichtbar werden.

Entscheidend für die Niederschlagshäufigkeit und -verteilung ist die Orientierung des Gebirges zur vorherrschenden Windrichtung. In Deutschland z.B. erhalten die Westhänge der Bergketten mehr Niederschlag als ihre Ostflanken. Im Jahre 1975 z.B. fiel auf der Westseite des Pfälzer Waldes (Kaiserslautern) 778 mm Niederschlag und auf seiner Ostseite in einer Entfernung von ca. 30 km (Neustadt/W) nur 572 mm.

Staubeiwölkung mit Niederschlag (Abb. 18)



Ist das Berghindernis hoch und/oder die herangeführte Luft sehr feucht, bildet sich auf der Luvseite Staubeiwölkung und es fällt Niederschlag, je nach Jahreszeit in flüssiger oder fester Form.

2.19.1.2 Lee - Phänomene

Auf der Leeseite eines Gebirgskammes können - in Abhängigkeit vom vertikalen Wind-, Temperatur- und Feuchteprofil der herangeführten Luftmasse - die meteorologischen Erscheinungen Föhn, Leewellen, Rotoren, Lenticularis- und Rotorwolken auftreten.

2.19.1.2.1 Föhn

Als Föhn wird der relativ warme, trockene, häufig starke Fallwind bezeichnet, der auf der Leeseite von Gebirgen vorkommen kann. Dieser Fallwind lässt sich weltweit nicht nur relativ häufig auf der Leeseite von hohen Gebirgen (Alpen, Anden, Rocky Mountains) beobachten, sondern tritt sogar, wenn auch seltener ausgeprägt, an vertikal nicht allzu mächtigen Höhenzügen, wie z.B. den deutschen Mittelgebirgen, auf.

2.19.1.2.1.1 Warme und trockene Leeströmung

Die warme und trockene Eigenschaft der Föhnluft wird durch zwei unterschiedliche leeseitige Absinkvorgänge verursacht. Welcher der beiden Prozesse verantwortlich ist bzw. dominiert hängt von der Mächtigkeit des Gebirges, seiner speziellen Form (s. auch 2.19.2) und dem Wasserdampfgehalt der Luft ab.

Umströmt ein großer Teil der bodennahen Luftmasse das Hindernis und/oder entsteht kein Stauniederschlag, ist die Erwärmung eine Folge der oberhalb des Berggipfelniveaus absinkenden Luft. Dieser Vorgang beginnt bereits vor dem Kamm des Hindernisses (s. Abb. 14) und bewirkt in wolkenfreier Luft einen Temperaturanstieg um 1 K pro 100 m Höhenänderung. Da die vertikale Temperaturänderung in der Troposphäre nur etwa 0.65 K/100 m beträgt, hat die Luft auf der Leeseite unterhalb des Bergkammes in jedem Niveau eine höhere Temperatur als in der gleichen Höhe auf der Luvseite.

Weil bei diesem Vorgang die Taupunktdifferenz D zunimmt, ändert sich auch die relative Luftfeuchte U und ist auf der Lee- wesentlich geringer als auf der Luvseite.

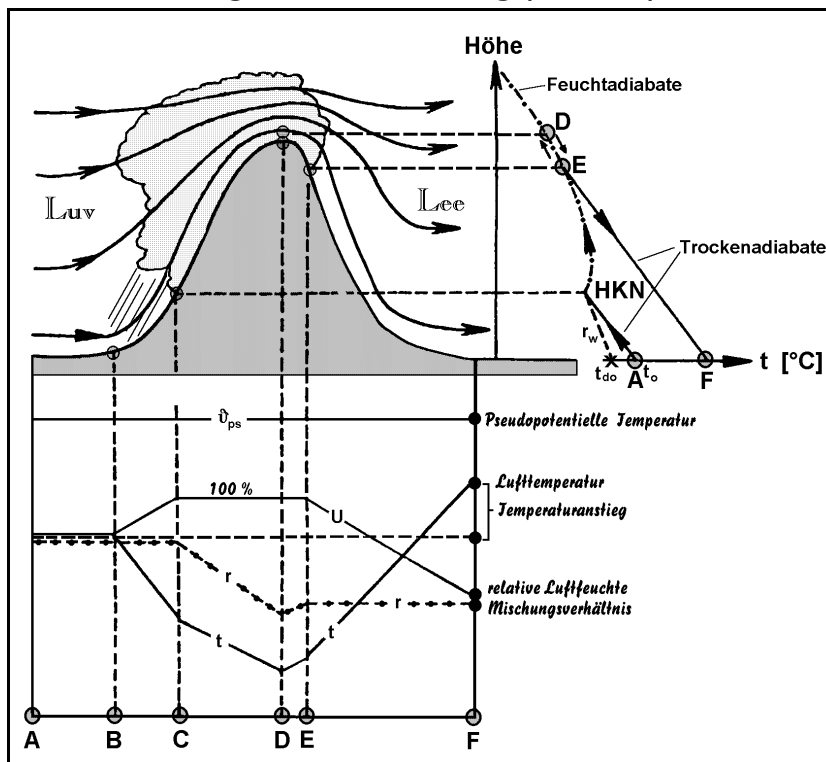
Bildet sich dagegen Staubewölkung und -niederschlag (s. Abb.18, 19) und überströmt die Luft anschließend das Hindernis, kann die Erwärmung auch eine Folge der reduzierten Hebungsabkühlung aufgrund der freiwerdenden latenten Wärme sein und die Austrocknung wird dann durch die Wasserdampfabnahme aufgrund des ausgefallenen Niederschlages verursacht. Auf Luvseite kühlt sich die zum Aufsteigen gezwungene Luft trockenadiabatisch bis zum Erreichen des HKN um 1 K pro 100 m ab. Die weitere Hebung erfolgt nun feuchtadiabatisch, so dass die Temperaturabnahme, je nach Flüssigwassergehalt der Wolke, nur noch in der Größenordnung von 0.3 bis 1 K pro 100 m liegt.

Nach dem Erreichen des Gipfelpunktes steigt die Luft anfangs solange feuchtadiabatisch ab, bis alle Wolkentropfen verdunstet sind.

Ihr weiteres Absinken erfolgt danach trockenadiabatisch, so dass sie auch in diesem Fall in jedem Niveau unterhalb der Föhnmauer eine höhere Temperatur als in der gleichen Höhe auf der Luvseite hat.

Weil das Mischungsverhältnis r um die Menge des auf der Luvseite ausgefallenen Niederschlages in Gramm Wasserdampf pro Kilogramm trockener Luft abgenommen und das Sättigungsmischungsverhältnis r_w aufgrund der höheren Temperatur im Lee zugenommen hat, ist die relative Luftfeuchte auf der Lee- wesentlich geringer als auf der Luvseite.

Staubewölkung mit Niederschlag (Abb. 19)



Auf Luvseite kühlt sich die zum Aufsteigen gezwungene Luft trockenadiabatisch bis zum Erreichen des HKN um 1 K pro 100 m ab. Die weitere Hebung erfolgt nun feuchtadiabatisch, so dass die Temperaturabnahme, je nach Flüssigwassergehalt der Wolke, nur noch in der Größenordnung von 0.3 bis 1 K pro 100 m liegt. Ist der Gipfel des Hindernisses erreicht, dann steigt die Luft anfangs solange feuchtadiabatisch ab, bis alle Wolkentropfen verdunstet sind. Ihr weiteres Absinken geschieht nun trockenadiabatisch, so dass sie das Ausgangsniveau im Lee des Gebirges mit einer höheren Temperatur erreicht.

Der untere Teil der Grafik gibt die Änderungen der Größen Lufttemperatur t , Mischungsverhältnis r und relative Luftfeuchte U bei den Hebungs- und Absinkprozessen wieder. Die pseudopotentielle Temperatur dagegen, als konservative Größe bei Vertikalbewegungen der Luft, bleibt konstant.

2.19.1.2.1.2 Starker Fallwind

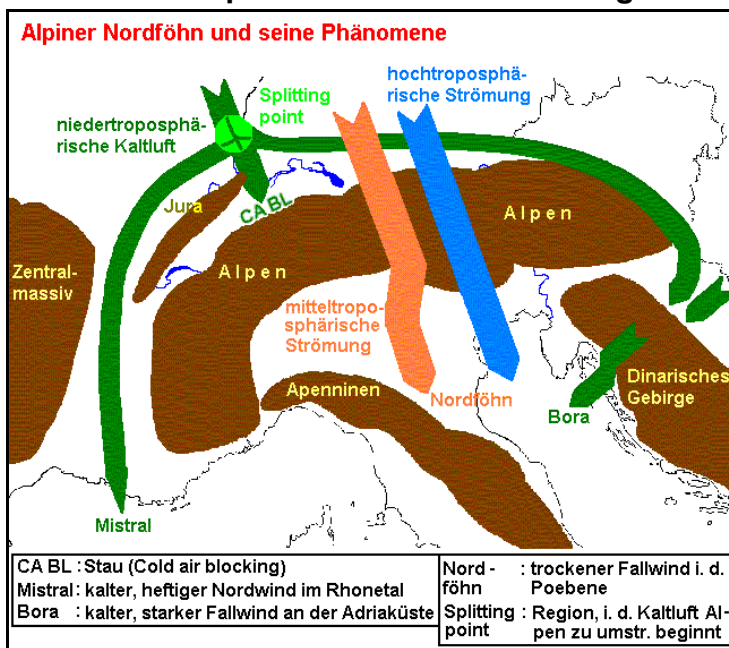
Die durch das Anströmen des Hindernisses ausgelösten orographischen Druckänderungen - Anstieg auf der Luvflanke und Fall auf der Leeseite (s. Abb. 14) - und das sich bei diesem kleinräumigen Prozess nicht einstellende geostrophische Gleichgewicht des Windes bewirken eine Beschleunigung der Luft über den Bergkamm hinweg und den Leehang hinunter. An der Lee flanke ist deshalb häufig ein starker, hangabwärtsgerichteter Bodenwind zu finden, der höhere Windgeschwindigkeiten aufweist als es im Gipfel des Gebirges oder auf seiner Luvseite der Fall ist. Windstärke 9 wurde häufig beobachtet und manchmal trat auch Föhnsturm mit orkanartigen Böen auf (s. Abb. 14 und 21).

2.19.2 Stau und Föhn im Alpenraum

Die im Frühjahr 1982 im Alpenraum durchgeführten Messungen im Rahmen des internationalen ALPEX-Feldexperimentes zeigten, dass die durch dieses Gebirge verursachten Strömungsmuster aufgrund der wenig einheitlichen orographischen Struktur des Gebirgshauptkammes sehr komplex sind. Weiterhin bieten die Alpen mit ihrer West-Ost-Erstreckung und ihrer typischen südlichen Ausbiegung am Westrand der herangeführten Luft in Abhängigkeit von der Windrichtung ein unterschiedliches Profil, so dass im allgemeinen kein vollständiges Überströmen erfolgt. Besonders bei Südstau (Südwind) fließt oft ein großer Teil der bodennahen Luftmasse langsam am Gebirgsfuß nach Westen oder bleibt vor der Luvflanke liegen und bewegt sich sogar rückwärts. Bei Nordstau dagegen umströmt im allgemeinen ein Teil der Luft in Bodennähe die Alpen.

Als Beispiele für Föhnerscheinungen werden deshalb hier nur die charakteristischen meteorologischen Phänomene an einem schematisierten Alpenhauptkamm dargestellt, die bei einer kräftigen Nord- (Abb. 20) und Südströmung (Abb. 21) gegen die Alpen auftreten.

Schema zur Alpenum- und überströmung bei Nordföhn (Abb. 20)



Nordföhn ☞ Nordströmung

CA BI

Stau auf der Alpennordseite ☞ cold air blocking

Mistral

kalter, heftiger Wind im Rhonetal, der im Ausgang des Rhonetals durch den Düseneffekt verstärkt wird

Nordföhn

warmer, sehr trockener Fallwind in der Po-Ebene

Bora

kalter und starker Fallwind an der Adriaküste (Dalmatien)

: Meist ungestörte hoch-troposphärische Strömung

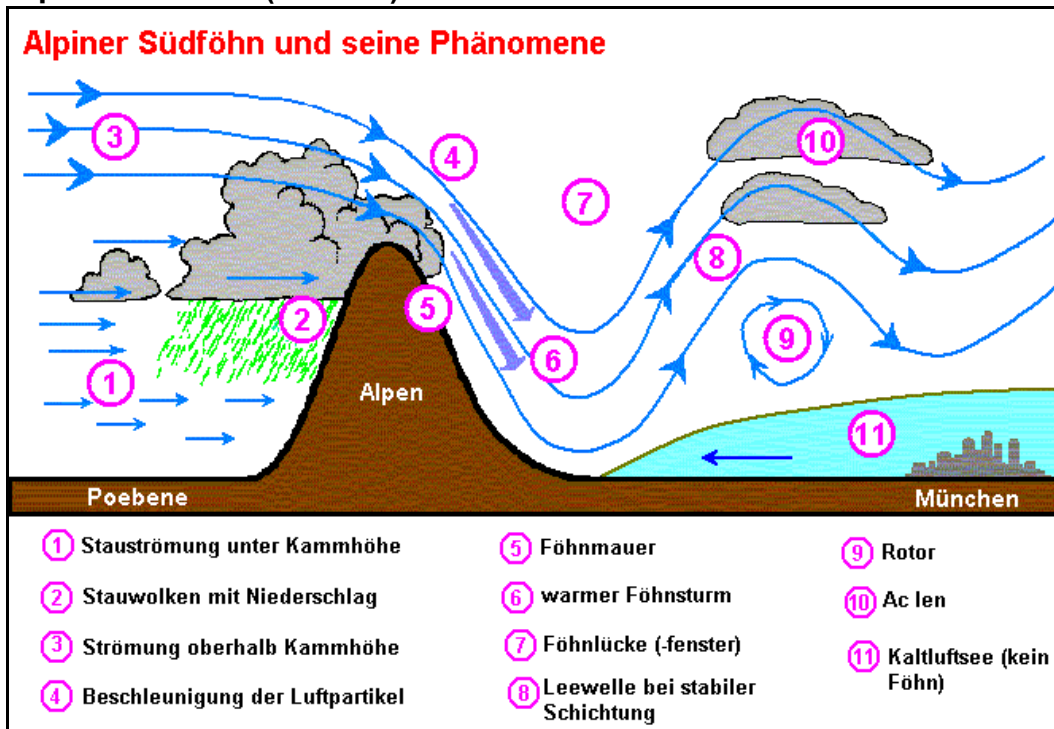
: Dynamisches Absinken der mittel-troposphärischen Strömung im Lee der Alpen

: Nieder-troposphärische Kaltluft, welche die Alpen umströmt aber auch teilweise auf der Luvflanke (Nordseite) gehoben wird ☞ Staubewölkung und -niederschlag



: Splitting point ☞ Region, in der die nieder-troposphärische Kaltluft die Alpen zu umfließen beginnt

Alpiner Südföhn (Abb. 21)



2.19.2.1 Beispiel einer Nordföhnwetterlage

Zeigt die Großwetterlage eine Nordströmung über Mitteleuropa, dann wird Kaltluft nach Süden geführt und es kommt zu Stauerscheinungen auf der Nord- und Föhn auf der Südseite der Alpen.

Die nachfolgenden Abbildungen 22, 23, 24, 25 und die Tabelle 7 dokumentieren die Nordföhnwetterlage vom 05.02.1992.

Die 850 hPa-Karte zeigt über Deutschland eine gegen die Alpen gerichtete, nordwestliche Höhenströmung mit einer Windgeschwindigkeit von ca. 20 kn.

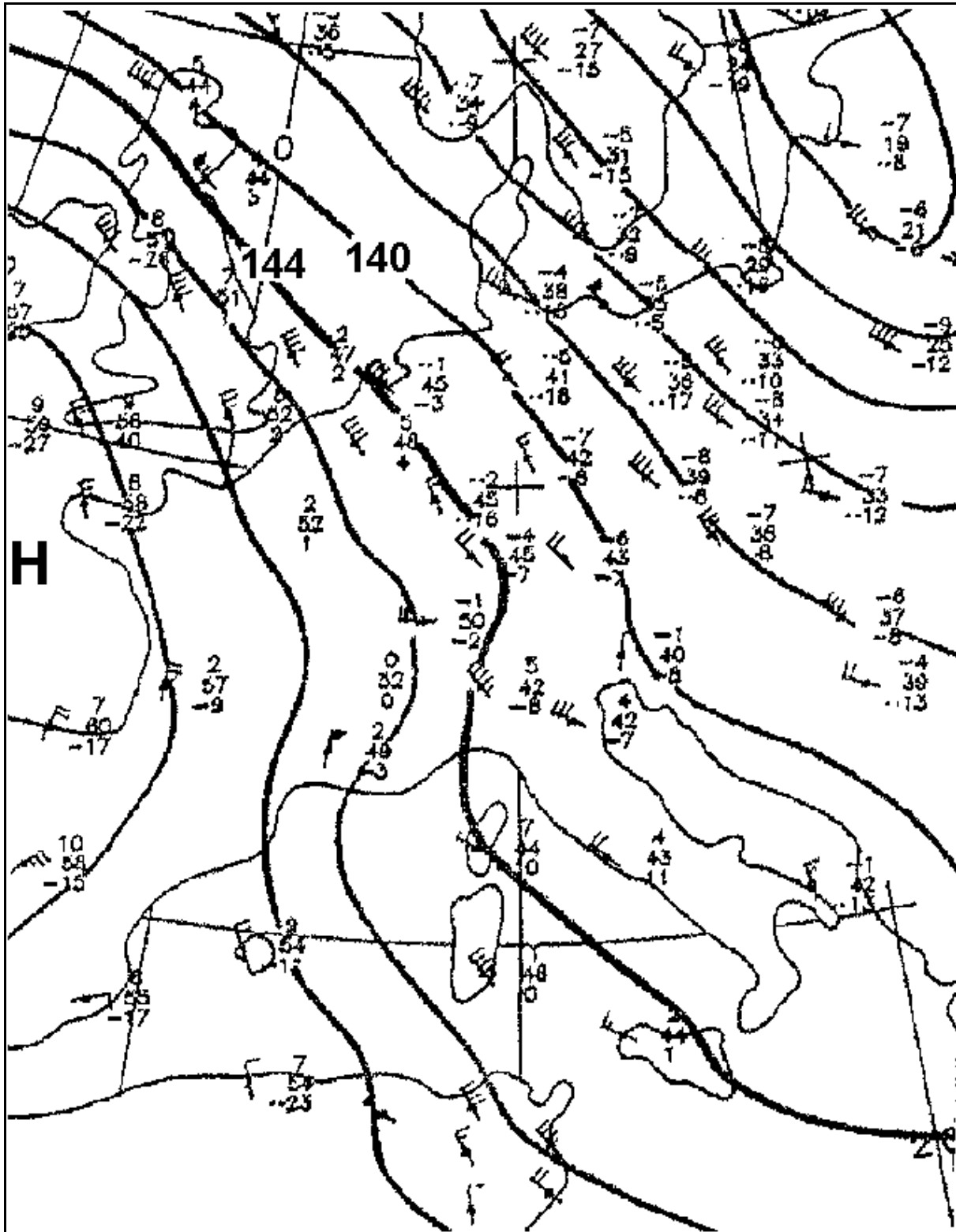
In 700 hPa (etwa mittleres Alpenniveau) herrschen etwa Windgeschwindigkeiten von 35 kn.

Die Bodenanalyse 00 UTC (Abb. 23) und die nachfolgende Bodenkarte 03 UTC (Abb. 24) veranschaulichen die durch ein Gebirge verursachten Veränderungen der Bodenströmung. Auf der Luvseite der Alpen hat sich durch den Druckanstieg ein markanter Hochkeil und im Lee durch den Druckfall ein Trog ausgebildet.

Im Delta des Rhonetals weht der Mistral (Südfrankreich/Mittelmeer → Station westlich von Marseille : 340°/25 kn).

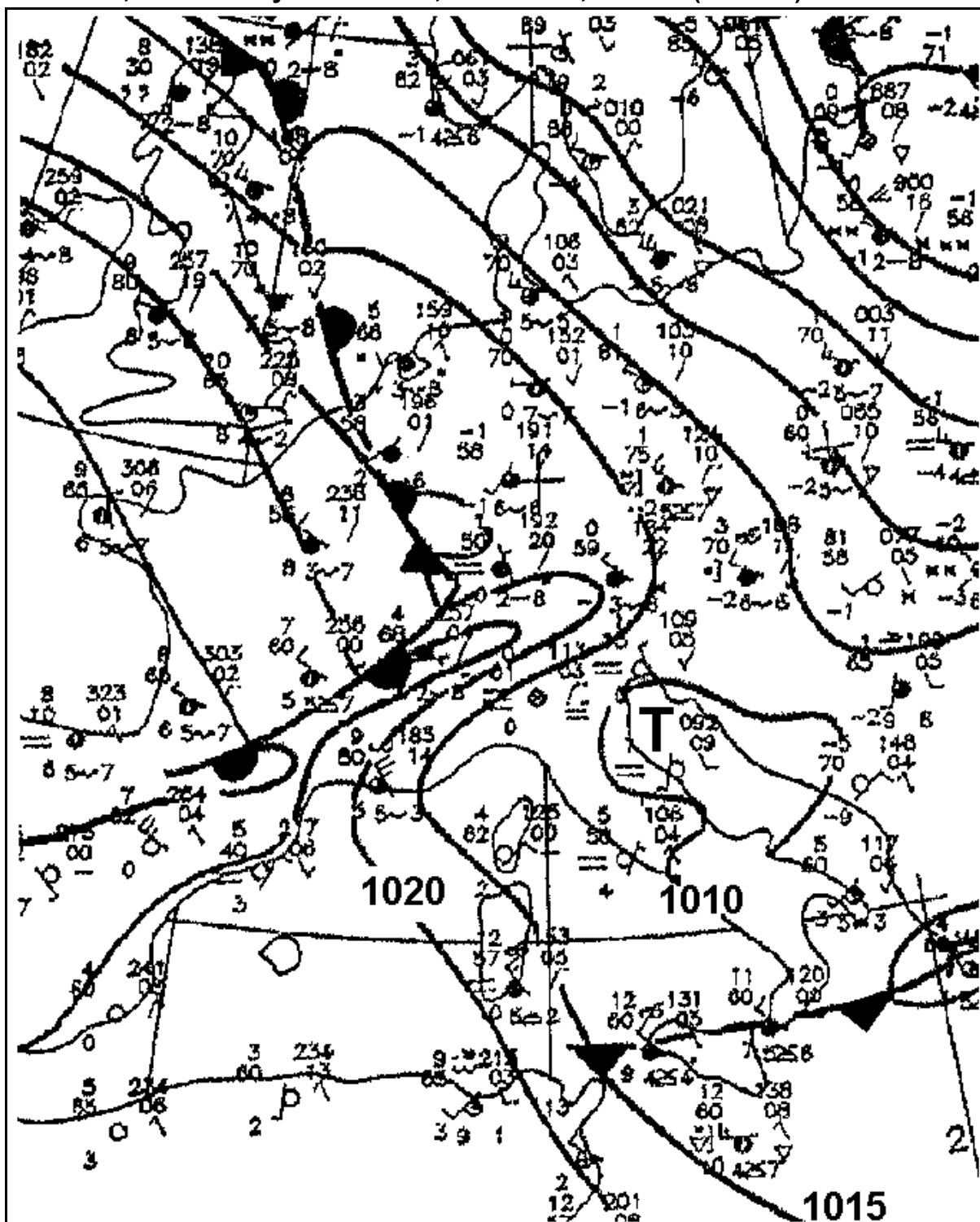
Die Wettermeldungen der Bodenkarte von 03 UTC, das nachfolgende Satellitenbild (Abb. 25) und die Werte in der Tabelle 7 veranschaulichen die starke Bewölkung auf der Nord- und das Absinken auf der Südseite der Alpen.

Nordföhn; Höhenwetterkarte 850 hPa, 05.02.1992, 00 UTC (Abb. 22)



850 hPa über Deutschland herrscht eine gegen die Alpen gerichtete, nordwestliche Höhenströmung mit einer Windgeschwindigkeit von ca. 20 kn.

Nordföhn; Bodenanalyse 1:15 Mio., 05.02.1992, 00 UTC (Abb. 23)

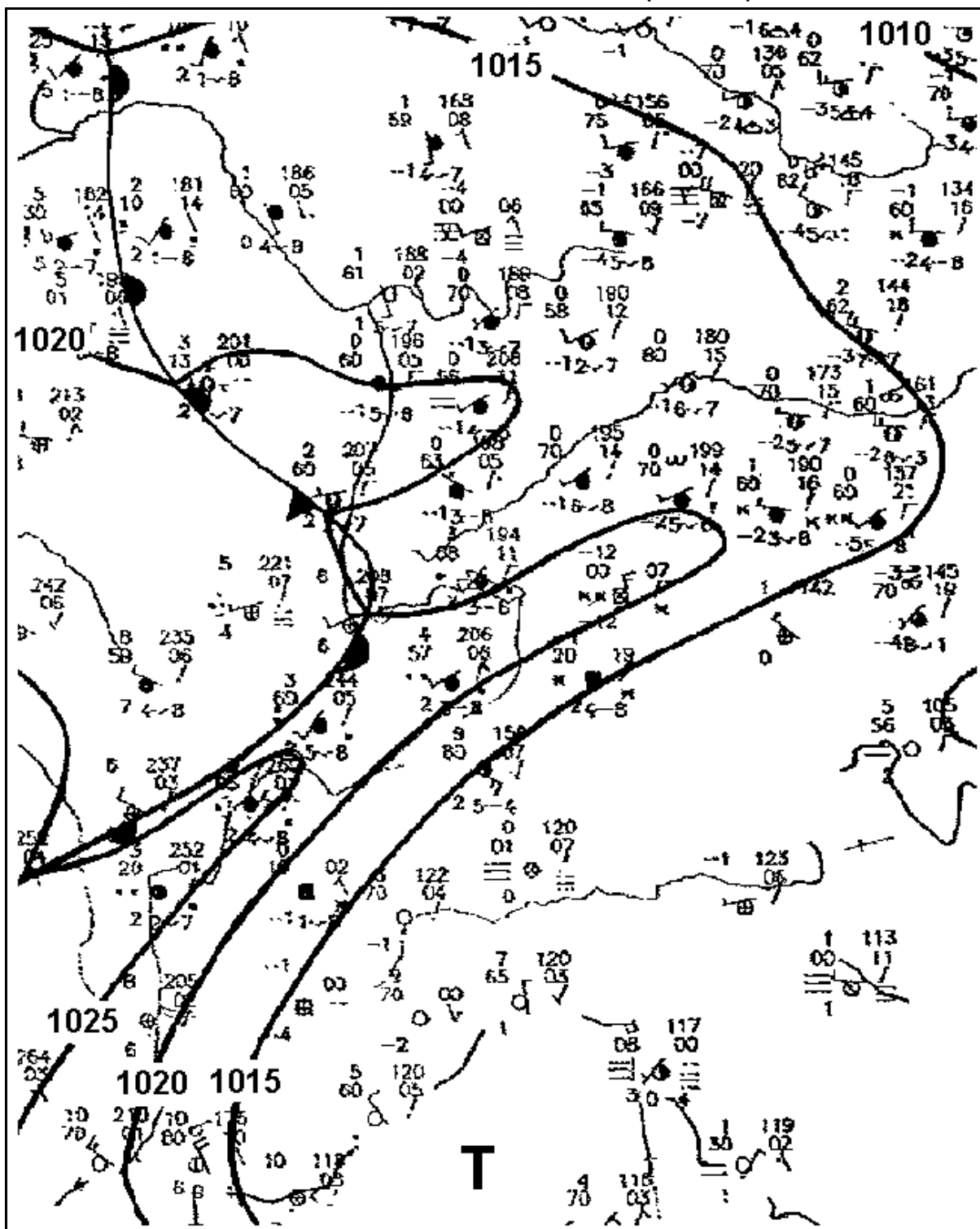


Die Bodenanalyse 00 UTC und die nachfolgende Bodenkarte 03 UTC veranschaulichen die durch ein Gebirge verursachten Veränderungen der Bodenströmung.

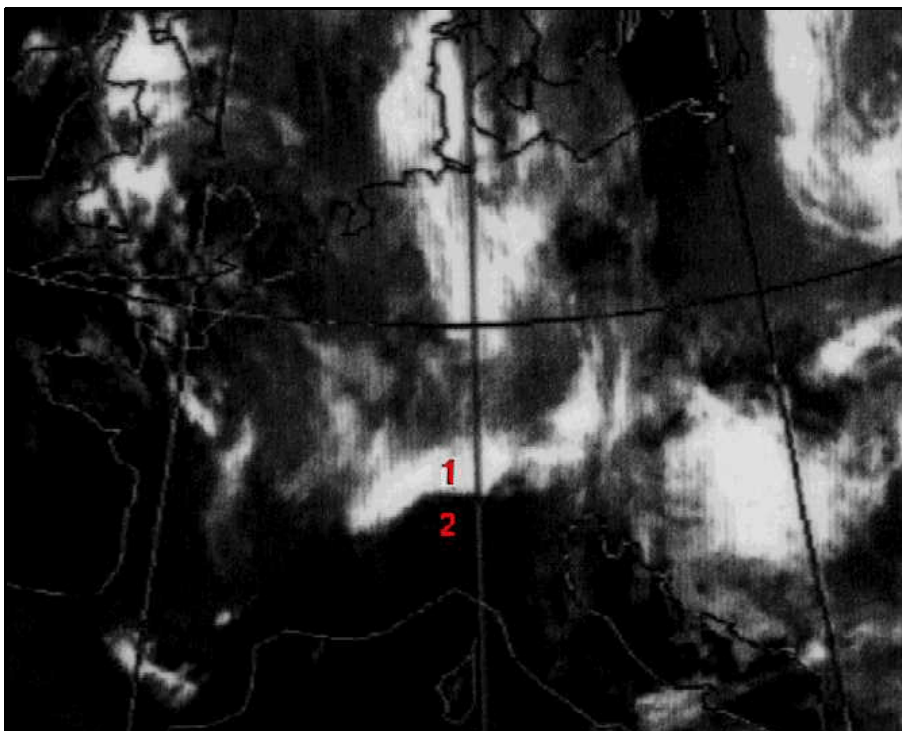
Auf der Luvseite der Alpen hat sich durch den Druckanstieg ein markanter Hochkeil und im Lee durch den Druckfall ein Trog ausgebildet.

Im Delta des Rhonetals weht der Mistral (Südfrankreich/Mittelmeer \leftrightarrow Station westlich von Marseille meldet 340°/25 kn).

Nordföhn; Bodenkarte 1:5 Mio., 05.02.1992, 03 UTC (Abb. 24)



Nordföhn; Meteosat 04, IR, 05.02.1992, 00 UTC (Abb. 25)



- 1 : Staubewölkung
- 2 : Föhnluce

Die Qualität des Satellitenbildes (Ab. 29) ist zwar nicht die beste, aber die Staube-wölkung (1) auf der Alpen-nord- und die ausgeprägte Föhnluce (2) auf der -süd-seite sind gut erkennbar.

Das Satellitenbild zeigt die starke Bewölkung auf der Alpennordseite (Abb. 25 ↗ 1) und das wolkenarme Wetter auf der Südseite (Abb. 25 ↗ 2) des Gebirges. Die warme Föhnluft hat sich nicht auf der Südseite bis in tiefere Schichten (s. Tab. 7), die eine Inversion zeigen (s. auch Abb. 21, Punkt 11), durchgesetzt. Torino/Bric della Croce (16061) meldet eine höhere Temperatur als Torino/Caselle (16059), obwohl sie 400 m oberhalb der Station 16059 liegt.

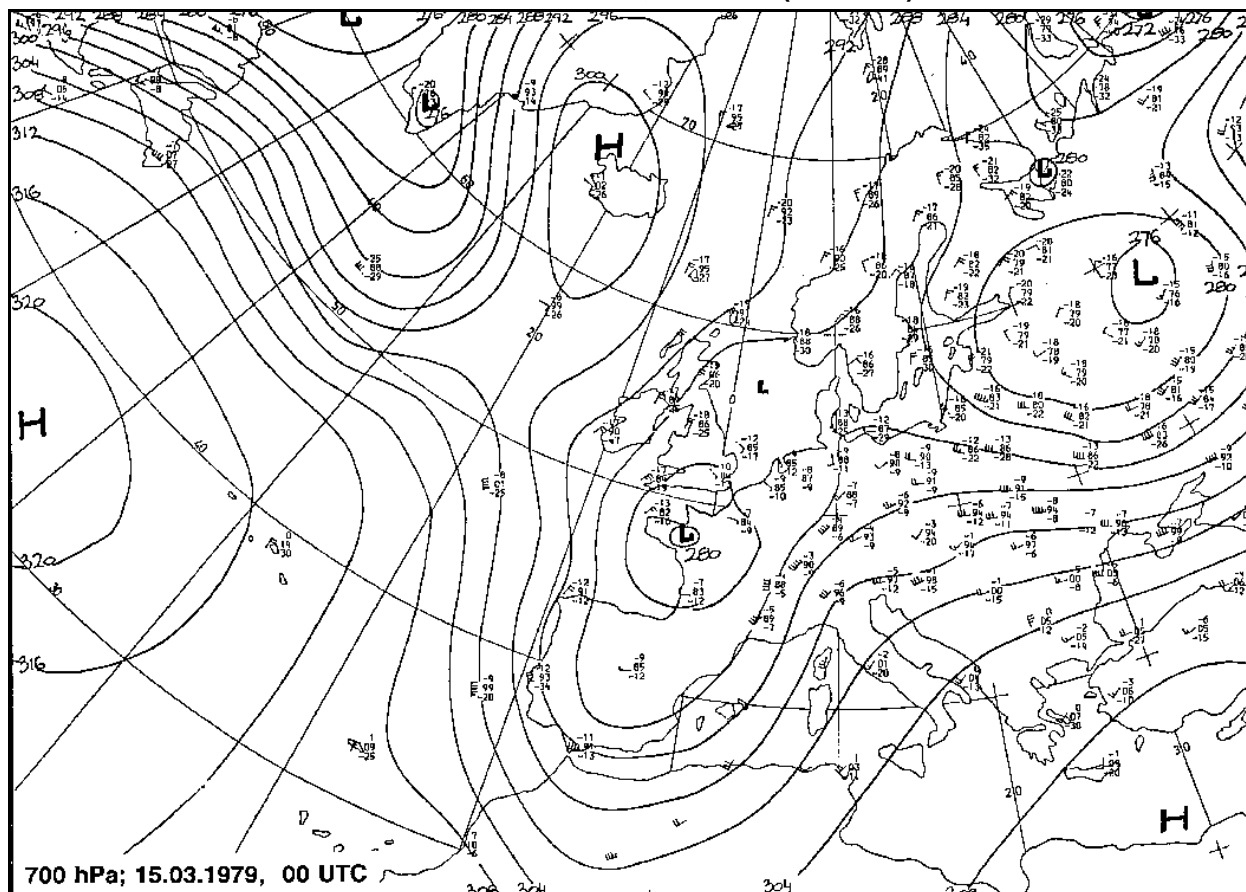
Nordföhn; Synop-Wettermeldungen vom 05.02.1992, 00 UTC (Tab. 7)

Alpennordseite (Stau)								
Station			Wetter					
Name	Kennung	Höhe ü. NN [m]	Bewölkung	ddff	VV [km]	ww	t [°C]	t _d [°C]
Memmingen	10947	634	in Wolken	300° 4 kn	0.9	53	0.9	0.6
Hohenpeißenberg	10962	977	in Wolken	310° 7 kn	1	73	-0.9	-1.0
Zugspitze	10961	2960	in Wolken	350° 15 kn	0	71	-11.8	-11.9
Alpensüdseite (Föhn)								
S. Valentino alla Muto	16008	1459	8/8 St	calm	2	70	-1.0	-1.6
Torino/Caselle	16059	301	wolkenlos	calm	15	-	2.8	-1.3
Torino/Bric della Croce	16061	709	wolkenlos	180° 8 kn	30	-	9.0	1.0

2.19.2.2 Beispiel einer Südföhnwetterlage

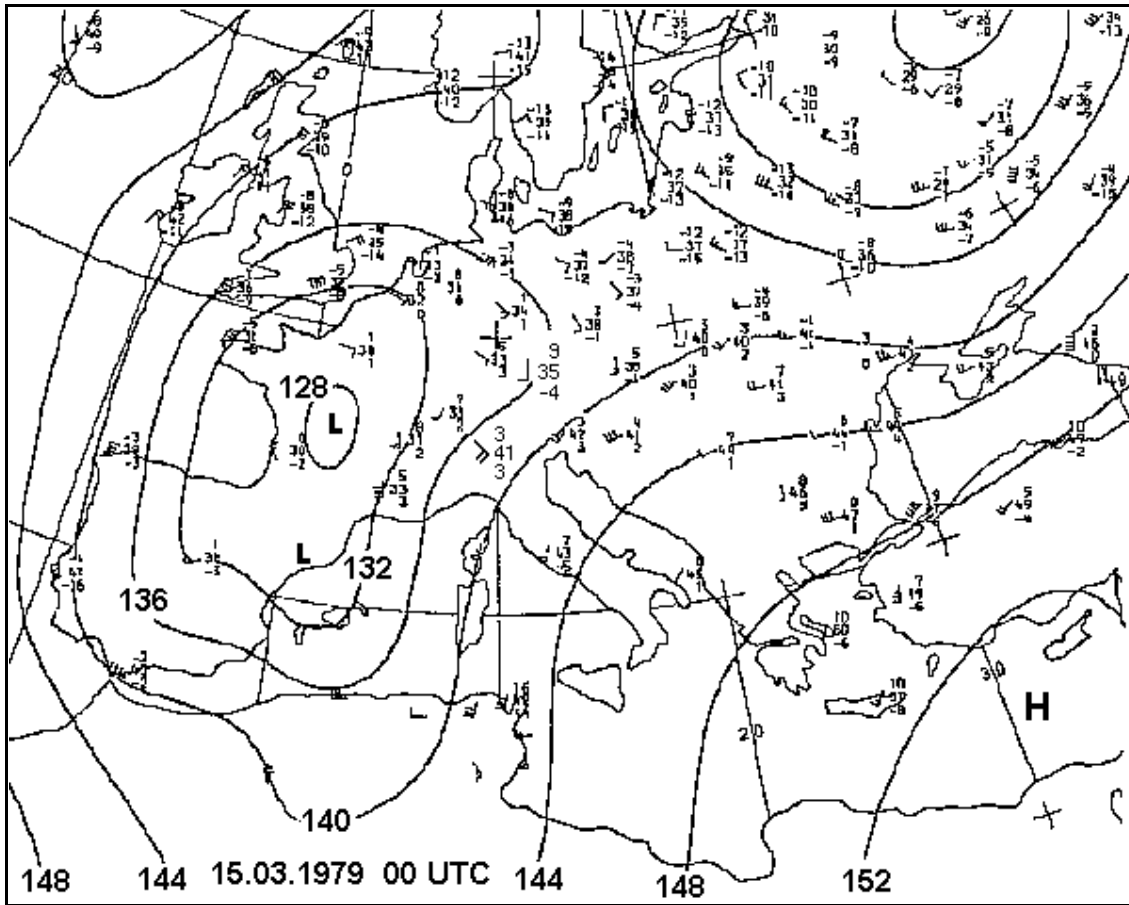
Bei einer mitteleuropäischen Südströmung wird in Bodennähe warme und feuchte Mittelmeerluft gegen die Alpen geführt, so dass der Föhn, meist gut ausgeprägt, im bayrischen Voralpenland auftritt. Die 700 und 850 hPa-Karte zeigen ein Tief westlich der Alpen, so dass eine südliche, gegen die Alpen gerichtete Strömung vorhanden ist.

Südföhn; Höhenkarte 700 hPa, 15.03.1979, 00 UTC (Abb. 26)

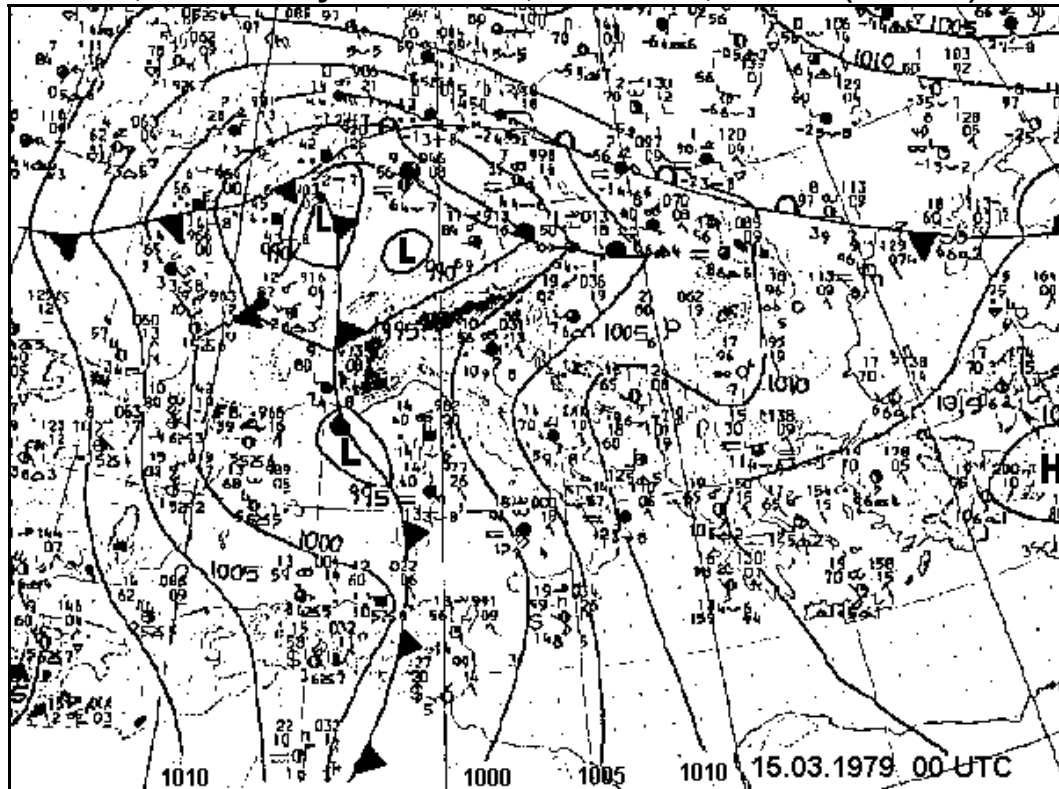


Vergleicht man in der 850-hPa-Karte (Abb. 27) die aerologischen Eintragungen von Mailand und München, so sind die Stau- und Föhnerscheinungen anhand der beiden Wettermeldungen deutlich zu erkennen. Mailand weist im Druckniveau 850 hPa Sättigung auf, und München hat im Vergleich zu benachbarten Stationen eine hohe Temperatur und einen niedrigen Taupunkt.

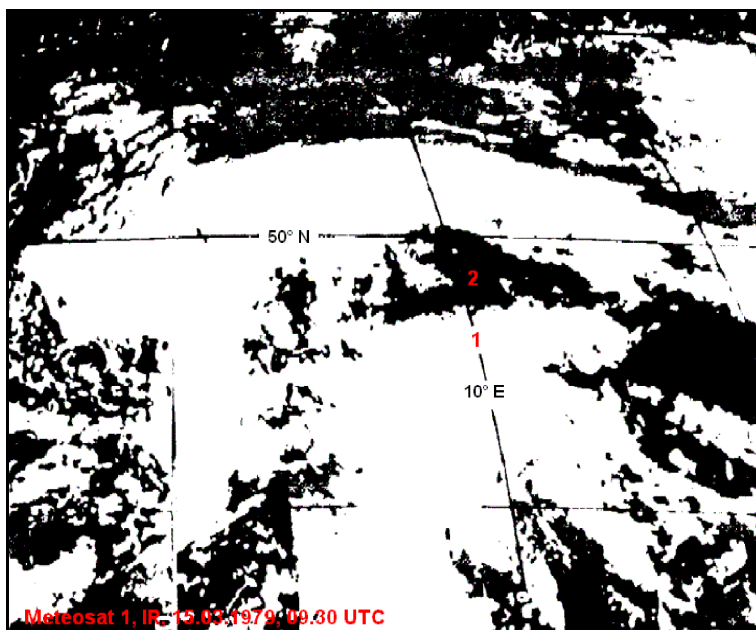
Südföhn; Höhenkarte 850 hPa, 15.03.1979, 00 UTC (Abb. 27)



Südföhn; Bodenanalyse 1:15 Mio., 15.03.1979, 00 UTC (Abb. 28)



Südföhn; Satellitenbild Meteosat 1, IR, 15.03.1979, 09.30 UTC (Abb. 29)



- 1 : Staubewölkung
- 2 : Föhnlücke

Die Qualität des Satellitenbildes (Ab. 29) ist zwar nicht die beste, aber die Staubewölkung (1) auf der Alpensüd- und die ausgeprägte Föhnlücke (2) auf der -nordseite sind relativ gut erkennbar.

Südföhn; Wettermeldungen vom 15.03.1979, 15 UTC (Tab. 8)

Alpennordseite (Föhn)							
Station			Wetter				
Name	Kennung	Höhe ü. NN [m]	Wolken	ddff	VV [km]	t [°C]	t _d [°C]
Zugspitze	10961	2960	1/8 Sc, 4/8 Ac, 5/8 Cs	140° 45/70 kn	>70	-3	-5
Oberstdorf	10948	810	2/8 Sc, 5/8 As	190° 12/26 kn	>70	16	-1
Hohenpeißenberg	10962	977	1/8 Cu, 6/8 Ac	190° 12 kn	>70	16	-1
Kaufbeuren	EDSK	728	1/8 Cu, 3/8 Ac, 6/8 Cs	130° 6 kn	≥10	18	1
Neubiberg	EDSN	552	1/8 Cu, 3/8 Ac, 5/8 Ci	120° 9 kn	≥10	18	3
Fürstfeldbruck	EDSF	519	1/8 Cu, 6/8 Ci	130° 10 kn	≥10	19	1

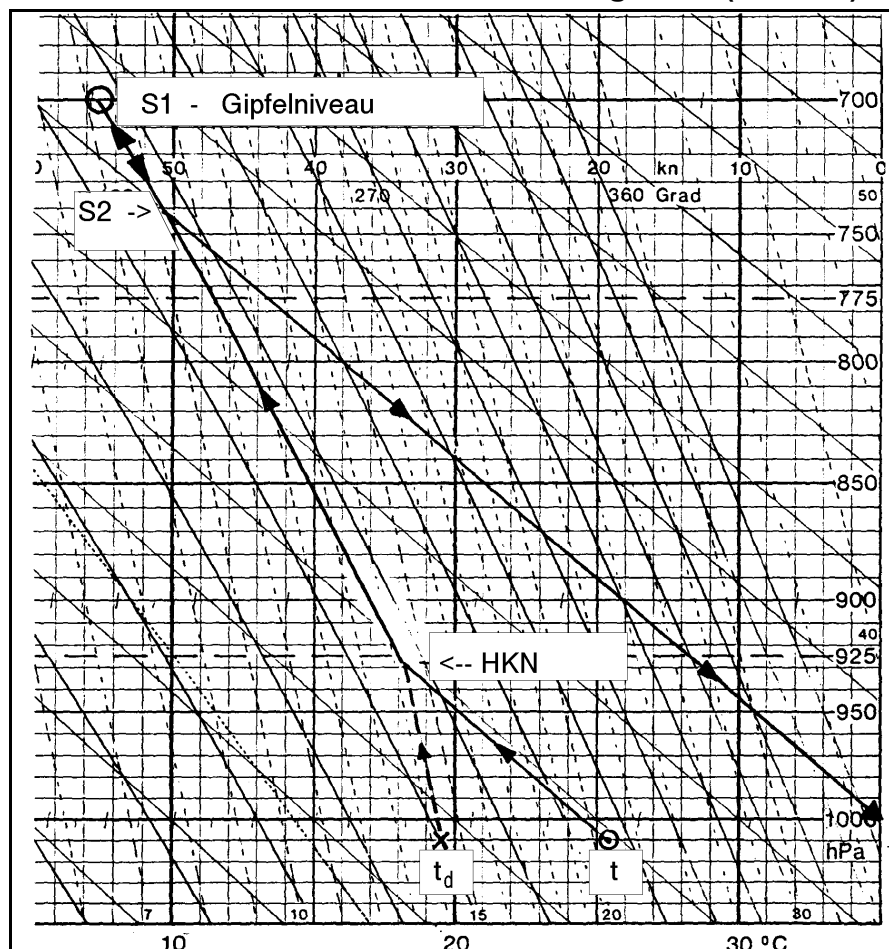
Die Stationen Oberstdorf, Hohenpeißenberg, Kaufbeuren, Neubiberg und Fürstfeldbruck zeigen die typischen hohen Temperaturen und die große Trockenheit (enorme Taupunktdifferenz) bei Föhn im Alpenvorland. Die gute Fernsicht wird nur an der Synop-Station Hohenpeißenberg sichtbar, weil die anderen Sichtwerte bis auf den der Zugspitze von Flugplätzen stammen, welche die Horizontalsicht nur bis einschließlich 10 km verbreiten. Auf der Zugspitze tobt der Föhnsturm mit Orkanböen.

2.19.3 Ermittlungsmethode (Föhn im TEMP)

Der Stau- und Föhnprozess lässt sich annähernd mit folgenden Schritten im TEMP nachvollziehen :

- Ermittlung des HKN;
- Bestimmung des Schnittpunktes S_1 (s. Abb. 30) der Feuchtadiabaten durch das HKN mit der Isobare des Gipfelpunktes;
- ist der gesamte kondensierte Wasserdampf auf der Luvseite als Niederschlag ausgefallen, so ergibt sich die Leetemperatur als Schnittpunkt der Trockenadiabate durch S_1 mit der Isobare p des Endniveaus;
- fällt nur ein Teil des kondensierten Wasserdampfes auf der Luvseite als Niederschlag aus, so dass noch ca. 1 g Wasserdampf pro Kilogramm trockener Luft als kondensiertes Wasser in der Luft im Gipfelpunkt enthalten ist, so erfolgt der Abstieg feuchtadiabatisch bis zum Schnittpunkt S_2 (s. Abb. 30) der Feuchtadiabaten des Gipfelpunktes mit der Linie gleichen Sättigungsmischungsverhältnisses r_w+1g/kg . Der Schnittpunkt der Trockenadiabaten durch S_2 mit der Isobare des Endniveaus p ergibt dann die Leetemperatur.

Vereinfachter Föhnprozess im Stüvediagramm (Abb. 30)



Annahme

Ein Gramm Wasserdampf pro Kilogramm trockener Luft bleibt in Form von Flüssigwasser in der Luft im Gipfelpunkt enthalten.

Beispiele 19

Größen	Ausgangsniveau	HKN	Gipfelniveau	Endniveau
p [hPa]	1025	945	700	1015
t [°C]	17.7	11.0	-2.7	27.7
t_d [°C]	12.2	11.0	-2.7	2.7
r_w [g/kg]	12.6	8.8	4.6	23.7
r [g/kg]	8.8	8.8	4.6	4.6
U (%)	70	100	100	19

Annahme

Der gesamte kondensierte Wasserdampf fällt auf der Luvseite als Niederschlag aus.

Größen	Ausgangsniveau	HKN	Gipfelniveau	Endniveau
p [hPa]	1005	922	690	1000
t [°C]	7.2	0.4	-15.2	11.0
t_d [°C]	1.5	0.4	-15.2	-5.0
r_w [g/kg]	6.4	4.3	1.7	8.3
r [g/kg]	4.3	4.3	1.7	2.7
U (%)	67	100	100	33

Annahme

Ein Gramm Wasserdampf pro Kilogramm trockener Luft bleibt in Form von Flüssigwasser in der Luft im Gipfelpunkt enthalten.

Übungen 14

Größen	Ausgangsniveau	HKN	Gipfelniveau	Endniveau
p [hPa]	1025		680	990
t [°C]	18.5			
t_d [°C]	15.3			
r_w [g/kg]				
r [g/kg]				
U (%)				
e [hPa]				

Annahme

Der gesamte kondensierte Wasserdampf fällt auf der Luvseite als Niederschlag aus.

Größen	Ausgangsniveau	HKN	Gipfelniveau	Endniveau
p [hPa]	1010		700	1000
t [°C]	25.3			
t_d [°C]	19.5			
r_w [g/kg]				
r [g/kg]				
U (%)				
e [hPa]				
E [hPa]				

Annahme

Ein Gramm Wasserdampf pro Kilogramm trockener Luft bleibt in Form von Flüssigwasser in der Luft im Gipfelpunkt enthalten.

2.20 Konvektionskondensationsniveau (KKN)

2.20.1 Allgemeines

Die an der Erdoberfläche mehr oder minder starke Absorption der Globalstrahlung und die damit verbundene Aufheizung des Untergrundes im Laufe des Tages führt durch molekulare Wärmeleitung zu einer mehr oder minder hohen Erwärmung der dem Erdboden aufliegenden Luftschicht.

Die Größe der Aufheizung des Untergrundes ist in Mitteleuropa bei wolkenlosem Himmel von der Jahreszeit, Tageszeit und der Bodenbeschaffenheit und ihrer Albedo abhängig. Ein Feld zum Beispiel erwärmt sich stärker als ein Waldgebiet, trockener Boden wird wärmer als feuchter. Dadurch bilden sich örtlich infolge des vielgestaltigen Terrains und der damit auftretenden unterschiedlichen Lufttemperaturen über besonders erhitzten Erdboden Warmluftkörper aus, die sich durch einen Impuls und bei ausreichendem Auftrieb von der Erdoberfläche lösen und in Form von Thermiksäulen und -blasen wie ein Heißluftballon an Höhe gewinnen können.

Die flache, bodennahe Heißluftschicht, in der die Entwicklung der Thermik beginnt, heißt überadiabatische Schicht. Dicke und Labilitätsgrad der überadiabatischen Schicht hängt ab von der Intensität der Einstrahlung, der Low-Level-Turbulenz und der Art des Untergrundes.

Über Wüstengebieten können mehrere 1000 ft starke überadiabatische Luftschichten entstehen, in maritimen Gegenden und mittleren Breiten jedoch sind nur Schichtdicken von einigen Hektometern wahrscheinlich.

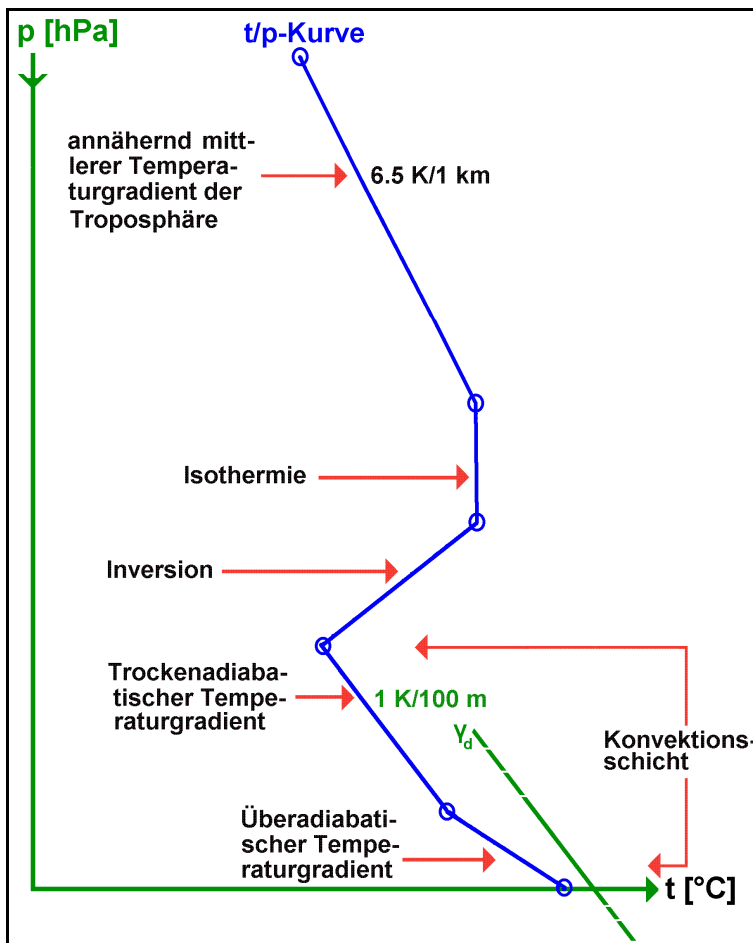
Der vertikale Temperaturgradient in der überadiabatischen Schicht kann in Deutschland durchaus mehr als 1 K pro 10 m (10 K/100 m) betragen.

Die Konvektion führt zu einem Durchmischen der unteren troposphärischen Luftschichten, so dass sich die t/p -Zustandskurve des TEMP und der Wasserdampfgehalt der durchmischten Luftschicht verändern.

Konvektion : Geordnete vertikale Strömung um eine horizontale Achse. Diese Zirkulation besteht aus der am Erdboden erwärmten, beschleunigt aufsteigenden Luft, der Thermik, die sich dabei adiabatisch abkühlt und in der Höhe wieder seitwärts absinkt.

Im thermodynamischen Diagrammpapier zeigt die t/p -Kurve in der Durchmischungsschicht oberhalb der dem Erdboden aufliegenden Luftschicht, in der sich ein überadiabatischer Temperaturgradient eingestellt hat, einen trockenadiabatischen Verlauf (s. Abb. 31) und nach Auflösung der Bodeninversion ergibt sich in der Durchmischungsschicht ein konstantes mittleres Mischungsverhältnis r .

Schematische Darstellung eines sommerlichen, nachmittäglichen TEMP bei Konvektion (Abb. 31)



Schema eines nachmittäglichen sommerlichen TEMP in mittleren Breiten, der bei Hochdruckwetterlagen - geringe Bewölkung und starke Einstrahlung - in der bodennächsten Luftschicht einen typischen überadiabatischen Temperaturgradienten zeigt.

Oberhalb dieser Überadiabate hat sich in der Konvektionsschicht durch die Vertikalbewegungen der feuchten Luft ein trockenadiabatischer Temperaturgradient eingestellt.

Das bei Hochdruckgebieten besonders in der mittleren Troposphäre kräftig ausgebildete Absinken in der mittleren Troposphäre führt zur Ausbildung einer Absinkinversion, welche die Konvektionsschicht nach oben hin begrenzt.

Wie bereits angesprochen, steigen die Thermikblasen oder -säulen beschleunigt auf und kühlen sich dabei, solange der Wasserdampf ungesättigt ist, trockenadiabatisch um 1 K pro 100 m ab. Das Mischungsverhältnis r dagegen ändert sich bei diesem trockenadiabatischen Prozess nicht, so dass in dem Druckniveau, in dem sich die Trockenadiabate durch die Ausgangstemperatur und die Linie gleichen Sättigungsmischungsverhältnisses r_w durch den Ausgangstaupunkt (Mischungsverhältnis r) schneiden, Wasserdampfsättigung eintritt.

Bei weiterer Hebung kondensiert dann der überschüssige Wasserdampf zu Wolkentröpfchen, und es bildet sich eine Haufenwolke.

Dieses Kondensationsniveau wird Konvektionskondensationsniveau, Cumulus-Kondensationsniveau oder abgekürzt KKN genannt.

Das KKN lässt sich mit Hilfe des thermodynamischen Diagrammpapiers für verschiedene Tageszeiten vorhersagen oder, sofern bereits Quellwolken vorhanden sind, unmittelbar bestimmen.

Werden Quellwolken beobachtet, dann kann ihre Untergrenze auch mit der Henning'schen Formel berechnet werden ($h = 120 (t - t_d)$ [m]; $h = 400 (t - t_d)$ [ft]).

Zu beachten ist allerdings, dass die Henningsche Formel und die nachstehend aufgeführten Vorhersage- bzw. Ermittlungsmethoden des KKN das Entrainment nicht berücksichtigen.

Entrainment : Bei der beschleunigten Aufwärtsbewegung des Luftpakets findet an den Rändern eine Durchmischung mit der Umgebungsluft statt, so dass trockenere Luft von außerhalb mit in die Thermikblase einbezogen wird.

Da durch diesen Prozess der Wasserdampfgehalt des Luftquantums abnimmt, liegen in der Regel die Untergrenzen von Cumuluswolken 10 bis 15 % höher als die mit der Henningschen Formel oder aus dem TEMP bestimmten Werte.

2.20.2 Vorhersagemethode

Das KKN zum Zeitpunkt der ersten Bildung von Quellwolken lässt sich wie folgt ermitteln :

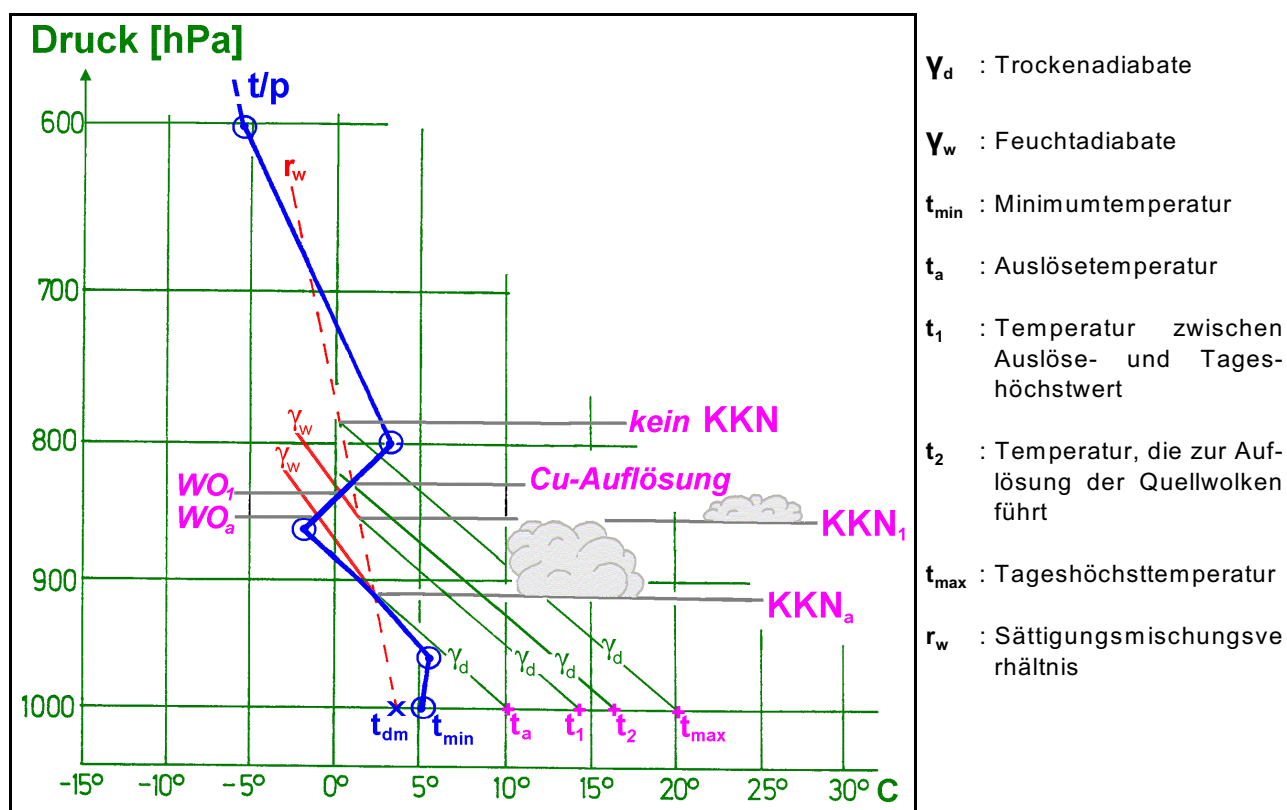
- a) Bestimmung des Schnittpunkts des Sättigungsmischungsverhältnisses r_w durch den Ausgangstaupunkt t_{do} mit der t/p-Zustandskurve;
- b) zeigt der TEMP ab diesem Niveau eine feuchtlabile Schichtung und ist die Auslösetemperatur t_a nicht höher als die erwartete Tageshöchsttemperatur, dann stellt der Schnittpunkt aus a) das KKN zur Zeit der ersten Quellwolkenbildung dar (s. Abb. 30).

Auslösetemperatur : Die Lufttemperatur, die erreicht werden muss, damit sich vom Erdboden bis zum KKN ein trockenadiabatischer Temperaturgradient einstellt.
(t_a)

Haben sich bereits Quellwolken gebildet oder sollen für verschiedene Tageszeiten die Cu-Untergrenzen vorhergesagt werden (z.B. für den Segelflug), dann entspricht das Verfahren zur Ermittlung des KKN der HKN-Methode :

- Bestimmung des Schnittpunkts des Sättigungsmischungsverhältnisses r_w durch den Taupunkt t_d mit der Trockenadiabate durch die Temperatur t ; t ist entweder die zur Zeit herrschende oder, bei einer KKN-Vorhersage, die zu diesem Zeitpunkt erwartete Lufttemperatur; t_d stellt entweder den zu dieser Zeit abgelesenen oder, bei einer KKN-Vorhersage, den zu diesem Zeitpunkt erwarteten Taupunkt dar (s. Abb. 32; t_{dm} ist der vorhergesagte Taupunkt z.Z. von t_1).
- Die weiteren Betrachtungen gelten für eine Quellwolkenvorhersage: Liegt der Schnittpunkt aus a) rechts von der t/p -Zustandskurve, so ist die Schichtung bei weiterer Hebung feuchtilabil und mit Wolken kann zu diesem Zeitpunkt gerechnet werden. Befindet sich der Schnittpunkt jedoch links von der t/p -Zustandskurve, so haben sich die Konvektionswolken bis zu diesem Zeitpunkt voraussichtlich aufgelöst (s. Abb. 32).

Quellwolkenbildung und -auflösung (Abb. 32)



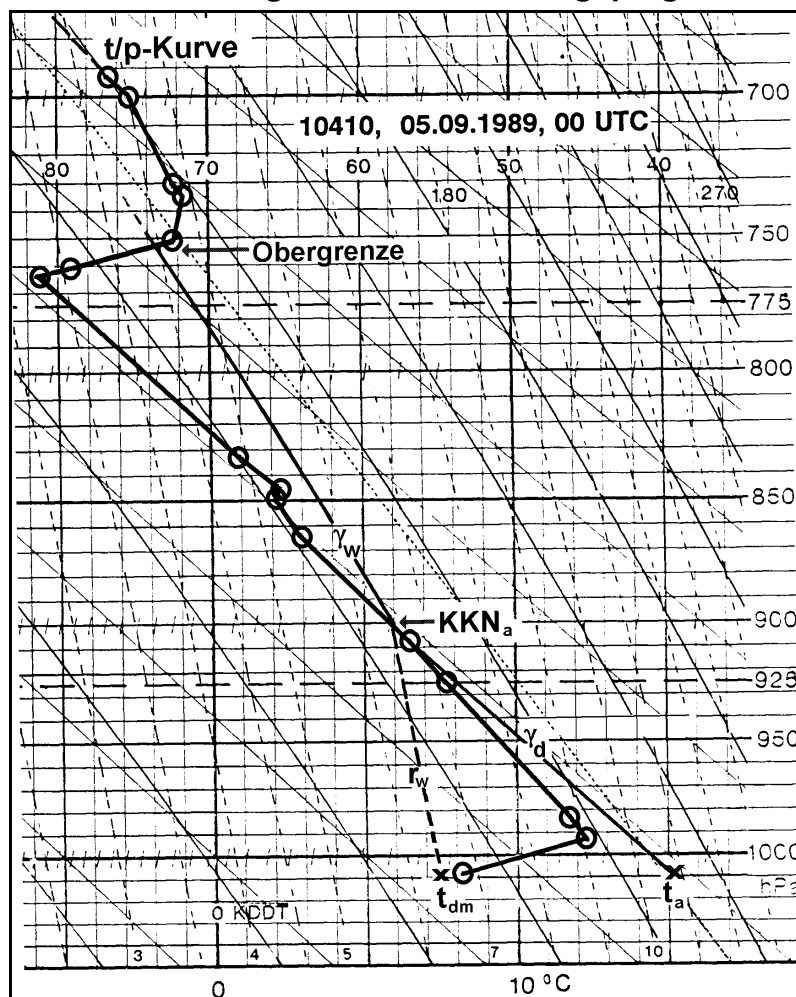
- γ_d : Trockenadiabate
- γ_w : Feuchtadiabate
- t_{min} : Minimumtemperatur
- t_a : Auslösetemperatur
- t_1 : Temperatur zwischen Auslöse- und Tageshöchstwert
- t_2 : Temperatur, die zur Auflösung der Quellwolken führt
- t_{max} : Tageshöchsttemperatur
- r_w : Sättigungsmischungsverhältnis

- t_{dm} : Taupunkt aus dem mittleren Mischungsverhältnis r_m
- WO : Wolkenobergrenze; WO_a ↔ WO von t_a ; WO₁ ↔ WO von t_1
- KKN : Konvektionskondensationsniveau (KKN_a ↔ KKN von t_a ; KKN₁ ↔ KKN von t_1)

2.21 Quellwolkenobergrenze

Begrenzt eine ausgeprägte Inversion die Konvektionsschicht, so wie es häufig bei einer sommerlichen Hochdrucklage der Fall ist, wenn die bodennahen Luftschichten tagsüber durch die Sonneneinstrahlung labilisiert werden und darüber ein ausgeprägtes Absinken vorherrscht, lässt sich die Wolkenobergrenze relativ einfach und genau ermitteln. In diesem Fall liegen die Tops etwa in der Höhe, in der ein Temperaturgleichgewicht zwischen der Umgebungsluft und dem Wolkenluftpaket herrscht (s. Abb. 33).

Quellwolkenobergrenze bei einer ausgeprägten Absinkinversion (Abb. 33)



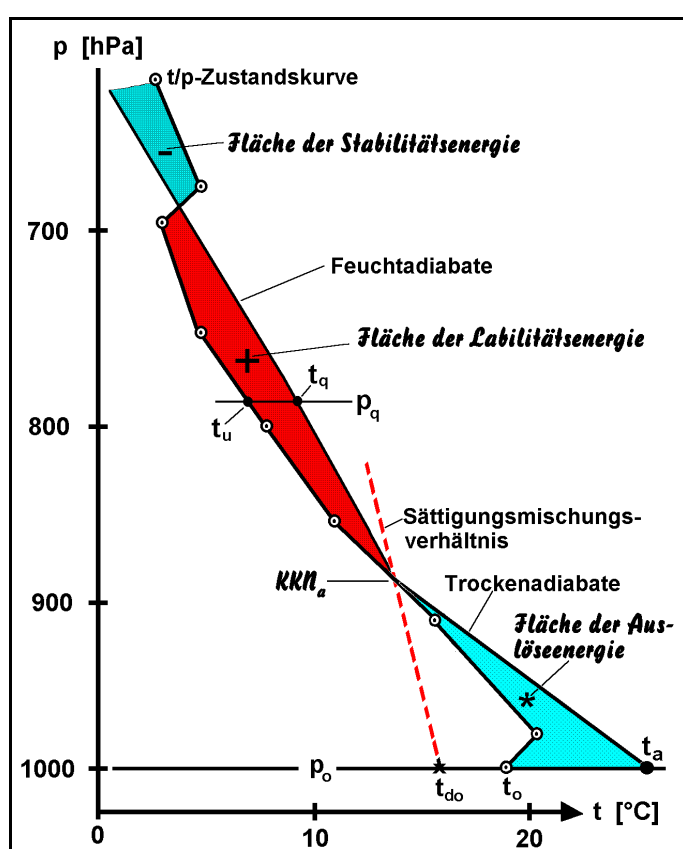
- t_{dm} : Taupunkt aus dem mittleren Mischungsverhältnis r_m ;
- t_a : Auslösetemperatur
- KKN_a : KKN z.Z. der Quellwolkenbildung

Weist der TEMP dagegen in höheren Schichten nur schwach ausgebildete, stabilere Bereiche auf, so ist eine genaue Bestimmung der Quellwolkenobergrenze nicht möglich, da diese von kleinräumigen konvektionshemmenden und -fördernden Unterschieden wie z.B. Bodenbeschaffenheit, Orographie und Konvergenzlinien abhängt.

2.22 Labilitäts- und Stabilitätsenergie

Die Vertikalbeschleunigungen, die bei labiler Schichtung der Troposphäre auf ein Luftquantum einwirken, sind der Temperaturdifferenz $t_q - t_u$, die sich aus der Differenz der Temperaturen des Luftquantums t_q und der umgebenden Luft t_u ergibt, direkt proportional (s. Abb. 34).

Labilitäts-, Stabilitäts- und Auslöseenergie (Abb. 34)



- t_u : Temperatur der Umgebungsluft
- t_q : Temperatur des Luftpaketes
- p_q : Druckniveau des Luftpaketes
- t_a : Auslösetemperatur
- t_o : Ausgangstemperatur
- t_{do} : Ausgangstaupunkt
- p_o : Ausgangsdruck
- KKN_a : KKN z.Z. der Quellwolkenbildung
- * : Fläche der Auslöseenergie
- + : Labilitätsfläche
- : Stabilitätsfläche

Labilitätsenergie (+)

Maß für die Auftriebskraft eines Luftpaketes.

Stabilitätsenergie (-)

Maß für die Energie, die notwendig ist, ein Luftpaket vom Erdboden bis zum KKN zu befördern.

In der englischen Literatur wird die Labilitätsenergie als CAPE (Convective available potential energy) und die Stabilitätsenergie als CIN (Convective inhibition) bezeichnet.

Weil sich beide Begriffe hier auf das KKN beziehen, heißen sie CAPE(KKN) und CIN(KKN).

Liegt die Zustandskurve links von der Vorgangskurve ($t_q > t_u$ ⇒ labile Schichtung) dann ist die Kraft nach oben gerichtet, so dass das Luftpaket seine begonnene Bewegung beschleunigt fortsetzt. Befindet sich die Zustandskurve dagegen rechts von der Vorgangskurve ($t_q < t_u$ ⇒ stabiler Zustand), so wird eine bereits begonnene Aufwärtsbewegung abgebremst und unter Umständen in eine Abwärtsbewegung überführt.

In einem energieflächentreuen thermodynamischen Diagrammpapier wie z.B. dem T, log p-Diagramm, lässt sich aus der Größe der Fläche zwischen Vorgangs- und Zustandskurve direkt die dem Flächeninhalt entsprechende Energiemenge bestimmen.

Befindet sich die t/p-Zustandskurve links von der Feuchtadiabaten durch das KKN, bedeutet das Labilitätsenergie, liegt sie dagegen auf ihrer rechten Seite, spricht man von Stabilitätsenergie (s. Abb 34). Die Labilitätsenergie stellt ein Maß für die Auftriebskraft eines Luftpaketes dar und die Stabilitätsenergie ist die Energie, die aufgewandt werden muss, um ein Luftpaket vom Erdboden bis zum KKN zu heben. In der englischen Literatur wird der erste Begriff als CAPE(KKN) (Convective available potential energy) und der Zweite als Stabilitätsenergie als CIN(KKN) (Convective inhibition) bezeichnet.

Je größer also der Abstand zwischen der Zustandskurve und der Vorgangskurve (Trocken- oder Feuchtadiabate) bei konstantem Druck im Diagrammpapier ist, desto stärker sind die Kräfte, die ein Luftpaket aus seiner Ausgangslage hinwegbeschleunigen.

2.23 Auslöseenergie und -temperatur t_a

Die Energie, die erforderlich ist, um eine stabile bodennahe Luftschicht vom Erdboden bis zum KKN trockenadiabatisch aufzuheizen, wird Auslöseenergie genannt (s. Abb. 34).

Die Temperatur, die am Erdboden erreicht werden muss, damit sich bis zum KKN ein trockenadiabatischer Temperaturgradient einstellt, heißt Auslösetemperatur t_a und wird wie folgt ermittelt :

- Bestimmung des KKN (s. 2.20);
- der Schnittpunkt der Trockenadiabate durch das KKN mit der Isobare p_0 des Bodendruckes ist t_a .

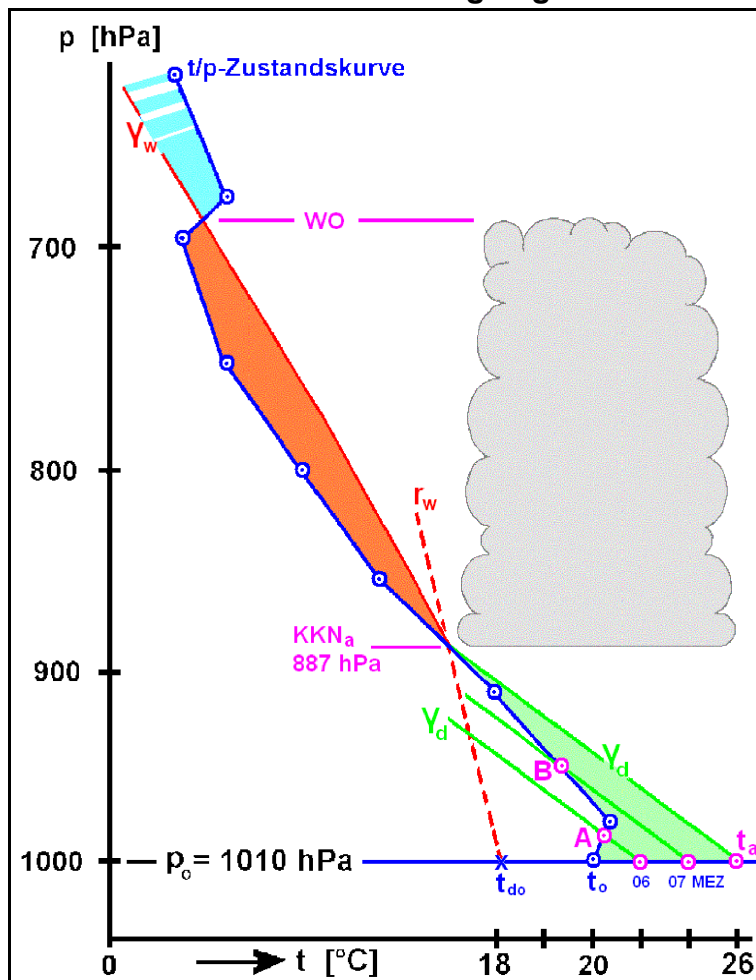
Die Abb. 35 zeigt, dass die Bodentemperatur durch die Sonneneinstrahlung im Laufe des Tages von 20 auf 22 und 24 °C ansteigt, so dass Luftpakete, die wärmer als die Umgebungsluft sind, um 06 und 07 MEZ trockenadiabatisch bis zu den Punkten A und B beschleunigt aufsteigen können. Ein weiteres Aufsteigen ist nicht möglich, da die Atmosphäre nun stabil geschichtet ist.

Da in den beiden Fällen A und B der Wasserdampf bei dem Hebungsvorgang ungesättigt verbleibt, bildet sich auch keine Quellwolke. Diese Art der Thermik wird in der Sprache der Segelflieger als Blauthermik bezeichnet.

Wird das Luftquantum jedoch bis zur Auslösetemperatur von $t_a = 26 \text{ °C}$ aufgeheizt, ist es in der Lage, trockenadiabatisch das KKN zu erreichen. Bei weiterer feuchtadiabatischer Hebung kondensiert dann der überschüssige Wasserdampf zu Wolkentropfen, so dass sich ein Cumuluswolke bildet.

Die Obergrenze dieser Haufenwolke liegt etwa in dem Niveau, in dem die Feuchtadiabate durch das KKN die t/p -Zustandskurve erneut schneidet.

Aufheizung der bodennahen Luftschicht und Beginn der Cumululentwicklung an einem sommerlichen Strahlungstag bei ausreichender Luftfeuchte (Abb. 35)



- t_a : Auslösetemperatur
- t_o : Ausgangstemperatur
- t_{do} : Ausgangstaupunkt
- p_o : Ausgangsdruck
- KKN_a : KKN z.Z. der Quellwolkenbildung
- grün : Fläche der Auslöseenergie
- rot : Fläche der Labilitätsfläche
- blau : Fläche der Stabilitätsfläche
- WO : Wolkenobergrenze
- A : Obergrenze der Thermikschicht um 06 MEZ
- B : Obergrenze der Thermikschicht um 07 MEZ
- Y_d : Trockenadiabate
- Y_w : Feuchtadiabate

Die t/p -Zustandskurve kann sich besonders im Sommer bei ungehinderter Einstrahlung in den untersten Luftschichten allein durch Bodenkonvektion kräftig verändern. Mit zunehmender Lufttemperatur steigt die Obergrenze der Thermikschicht im Laufe des Tages durch die wachsende konvektive Durchmischung immer mehr an und erreicht etwa z.Z. des Tagesmaximums der Lufttemperatur ihren höchsten Wert. Der Temperaturverlauf in ihr ist trockenadiabatisch, so dass auch die t/p -Kurve in ihr einen trockenindifferenten Temperaturgradienten (y_d) zeigt. Würde z.B. zur Zeit der Auslösetemperatur ein Radiosondenaufstieg erfolgen, so verlief die t/p -Kurve vom Punkt t_a bis zum KKN_a .

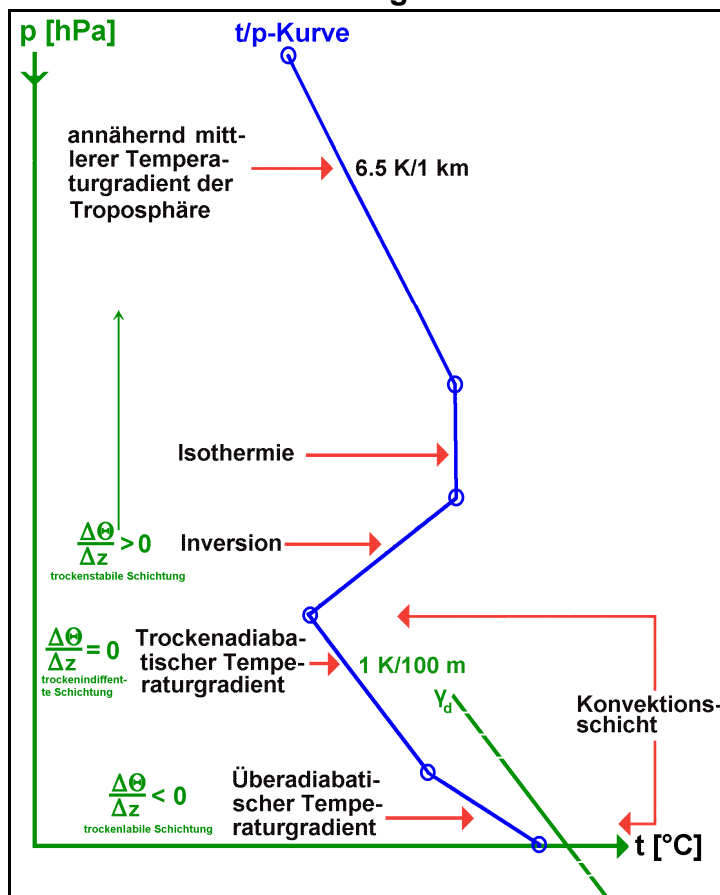
Oberhalb davon träten nur Änderungen der t/p -Kurve durch Advektion, Vertikalbewegungen und/oder beim Quellwolken-Durchqueren der Sonde (feuchtadiabatischer Verlauf) auf.

Die t/p -Zustandskurve kann sich besonders im Sommer bei ungehinderter Einstrahlung in den untersten Luftschichten allein durch Bodenkonvektion kräftig verändern. Mit zunehmender Lufttemperatur steigt die Obergrenze der Thermikschicht im Laufe des Tages durch die wachsende konvektive Durchmischung immer mehr an und erreicht etwa z.Z. des Tagesmaximums der Lufttemperatur ihren höchsten Wert.

Der Temperaturverlauf in ihr ist trockenadiabatisch, so dass auch die t/p-Kurve in ihr einen trockenindifferenten Temperaturgradienten (γ_d) zeigt. Würde z.B. zur Zeit der Auslösetemperatur ein Radiosondenaufstieg erfolgen, so verlief die t/p-Kurve vom Punkt t_a bis zum KKN_a . Oberhalb davon träten nur Änderungen der t/p-Kurve durch Advektion, Vertikalbewegungen und/oder beim Quellwolken-Durchqueren der Sonde auf. Im letzteren Fall hätte die t/p-Kurve dann einen feuchtadiabatischen Verlauf.

Den schematischen Verlauf eines konvektiven, nachmittäglichen TEMP bei einer sommerlichen Hochdrucklage (geringer Bewölkung, kaum Advektion, wenig Wind) zeigt die Abbildung 36 und die konvektiven Veränderungen werden am Beispiel der beiden Radiosondenaufstiege der Station Idar-Oberstein vom 08.06.2004 demonstriert (s. Abb. 37, 38).

Schematische Darstellung eines konvektiven TEMP (Abb. 36)

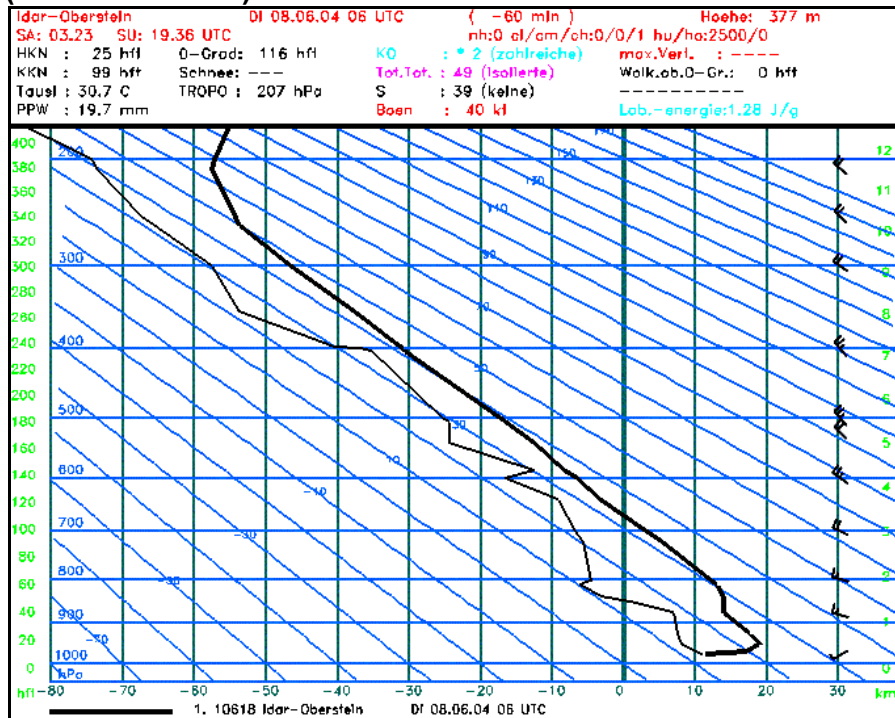


Typische Zustandskurve einer sommerlichen Hochdrucklage an einem Strahlungstag am Nachmittag. In der bodennächsten Schicht ist die in dieser Tages- und Jahreszeit markante Überadiabate zu finden, darüber verläuft die t/p-Kurve trockenadiabatisch. Begrenzt wird die Konvektionsschicht durch eine ausgeprägte Absinkinversion.

Nachts bildet sich bei den weiter oben aufgeführten Wetterbedingungen infolge der starken IR-Ausstrahlung und damit großen Abkühlung des Erdbodens häufig eine Bodeninversion aus, die meist am kräftigsten kurz nach Sonnenaufgang ausgeprägt ist.

Tagsüber wird der Erdboden dann so stark aufgeheizt, dass sich in der bodennächsten Luftschicht eine trockenlabile (Überadiabate) und darüber ein trockenindifferente thermische Schichtung einstellt. Diese Konvektionsschicht hat ihre größte Mächtigkeit etwa zur Zeit des Maximums der Lufttemperatur.

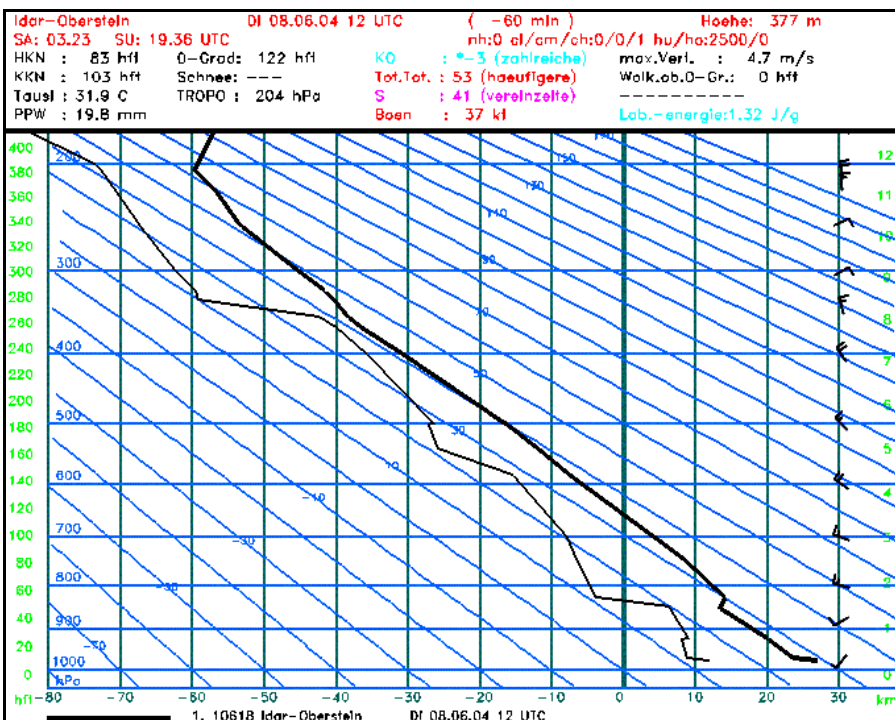
Beispiel der Veränderungen in der bodennahen Luftschicht durch Aus- und Einstrahlung bei wolkenarmen, schwachwindigen Hochdrucklagen ohne advektiven Einfluss (Abb. 37 und 38)



TEMP Strahlungstag, morgens, 10618, 08.06.2004, 06 UTC

SYNOP 10618, 06 UTC
 ----- SY m/s 080600 -----
 1061812982 12902 10148
 20113 39784 40228 51008
 60002 80001
 333 10257 20094 30008 70000
 81078 555 20183 999 02203
 20084=

Nachts bildet sich eine bei diesen im Text weiter oben aufgeführten Wetterverhältnissen durch die starke IR-Ausstrahlung und die damit große Abkühlung des Erdbodens häufig eine Bodeninversion aus, die meist am kräftigsten kurz nach Sonnenaufgang ausgeprägt ist.



TEMP Strahlungstag, mittags, 10618, 08.06.2004, 12 UTC

SYNOP 10618, 12 UTC
 ----- SY m/s 081200 -----
 1061842782 12104 10277
 20122 39780 40204 58005
 81101
 333 81850 999 02307=

Tagsüber wird der Erdboden bei wolkenarmen Wetter so stark aufgeheizt, dass sich in der bodennächsten Luftschicht ein eine trockenlabile (Überadiabate) und darüber ein trockenindifferente thermische Schichtung einstellt. Diese Konvektionsschicht hat ihre größte Mächtigkeit etwa zur Zeit des Maximums der Lufttemperatur.

3. Lösungen der Übungsaufgaben (Tab. 9)

Nr.	Seite	Ergebnis	Nr./Seite	Größe	Ausgangsniveau	HKN	Gipfelniveau	Endniveau
1	1 7	$r_w = 19.0 \text{ g/kg}$ $r_w = 18.2 \text{ g/kg}$	14/65	$p \text{ [hPa]}$	1025	978	680	990
		$r = 0.9 \text{ g/kg}$ $r = 39.3 \text{ g/kg}$		$t \text{ [}^\circ\text{C]}$	18.5	14.6	-10.0	30.0
2	2 0	$r_w = 0.9 \text{ g/kg}$ $r = 0.7 \text{ g/kg}$ $r_w = 12.5 \text{ g/kg}$ $r = 2.8 \text{ g/kg}$		$t_d \text{ [}^\circ\text{C]}$	15.3			4.3
				$r_w \text{ [g/kg]}$	13.3	10.8	5.3	28.0
				$r \text{ [g/kg]}$	10.8			5.3
3	2 2	$E = 10.6 \text{ hPa}$ $E = 37.1 \text{ hPa}$		$U \text{ (%)}$	81	100	100	19
				$e \text{ [hPa]}$	17.8	16.9	5.8	8.3
4	2 4	$e = 18.5 \text{ hPa}$ $e = 0.1 \text{ hPa}$	14/65	$p \text{ [hPa]}$	1010	929	700	1000
				$t \text{ [}^\circ\text{C]}$	25.3	18.2	7.4	34.6
5	2 5	$t_d = 25.0 \text{ }^\circ\text{C}$ $t_d = 6.3 \text{ }^\circ\text{C}$		$t_d \text{ [}^\circ\text{C]}$	19.5			14.4
				$r_w \text{ [g/kg]}$	20.5	14.3	9.3	36.4
6	2 7	$h = 480 \text{ m}$ $h = 1600 \text{ ft}$ $h = 720 \text{ m}$ $h = 2400 \text{ ft}$		$r \text{ [g/kg]}$	14.3			10.4
				$U \text{ (%)}$	70	100	100	29
7	2 8	$U = 48 \text{ %}$ $U = 100 \text{ %}$		$e \text{ [hPa]}$	23.4	21.6	10.4	16.7
				$E \text{ [hPa]}$	33.8			
8	3 0	$\vartheta = 28.3 \text{ }^\circ\text{C}$ $\vartheta = -4.5 \text{ }^\circ\text{C}$ $\vartheta = 50.0 \text{ }^\circ\text{C}$						
9	4 3	$p_{\text{HKN}} = 867 \text{ hPa}$ $p_{\text{HKN}} = 915 \text{ hPa}$						
10	46	$t_{\text{se}} = 36.0 \text{ }^\circ\text{C}$ $t_{\text{se}} = 13.4 \text{ }^\circ\text{C}$						
11	48	$\vartheta_{\text{ps}} = 64.6 \text{ }^\circ\text{C}$ $\vartheta_{\text{ps}} = 31.9 \text{ }^\circ\text{C}$						
12	49	$t_{\text{sw}} = -8.6 \text{ }^\circ\text{C}$ $t_{\text{sw}} = 9.5 \text{ }^\circ\text{C}$						
13	50	$r = 7.0 \text{ g/kg}$ $t_{\text{vz}} = 1.2 \text{ }^\circ\text{C}$ $t_{\text{v}} = 14.8 \text{ }^\circ\text{C}$ $r = 20.7 \text{ g/kg}$ $t_{\text{vz}} = 3.5 \text{ }^\circ\text{C}$ $t_{\text{v}} = 34.8 \text{ }^\circ\text{C}$						

4. Register

Absolute Feuchte (a)	Verhältnis der Dichte des Wasserdampfes zum Volumen der feuchten Luft; a gibt an, wie viel Gramm Wasserdampf in 1 m ³ feuchter Luft enthalten sind.
Adiabatischer Prozess	Zustandsänderung eines Gases ohne Wärmezufuhr von außerhalb und ohne Wärmeabgabe nach außen.
Äquivalentpotentielle Temperatur	Siehe potentielle Äquivalenttemperatur
Äquivalenttemperatur feuchter Luft (te)	Temperatur, die feuchte Luft annähme, wenn der in ihr enthaltene Wasserdampf bei konstantem Druck p voll-ständig kondensieren würde und die dadurch freiwerden-de latente Wärme ausschließlich der Luft zugute käme.
Archimedisches Prinzip	In einem Gas verliert jeder Körper so viel an Gewicht, wie das Gas wiegt, das er verdrängt.
Auslöseenergie	Die Energie, die erforderlich ist, um eine stabile Luftschicht vom Boden bis zum KKN trockenadiabatisch bis zur Auslösetemperatur t_a aufzuheizen.
Auslösetemperatur (t_a)	Lufttemperatur, die erreicht werden muss, damit sich bis zum KKN ein trockenadiabatischer Temperaturgradient γ_d einstellt.
Bedingte Labilität oder bedingte Stabilität	Die Schichtung ist gleichzeitig trockenstabil und feuchtlabil, so dass nach Eintreten der Kondensation die Schichtung labil wird $\Rightarrow \gamma_d > \gamma > \gamma_w$.
Dampfdruck (e)	Partialdruck (Teildruck) des Wasserdampfes im Gasgemisch Luft
Dichte (ρ)	Masse pro Volumen $\Rightarrow \rho = m V^{-1}$ [kg m ⁻³]
Dichte trockener Luft (ρ_d)	Bei $p_n = 1013.25$ hPa u. $T_n = 273.15$ K ist $\rho_d = 1.2923$ kg m ⁻³
Dichte des Wasserdampfes (ρ_w)	Bei $p_n = 1013.25$ hPa u. $T_n = 273.15$ K ist $\rho_w = 0.8037$ kg m ⁻³ ; $\rho_w = 0.622 \cdot \rho_d$.
Entrainment	Bei der beschleunigten Aufwärtsbewegung eines Luftpakets findet an seinen Rändern eine Durchmischung mit der Umgebungsluft statt, so dass trockenere Luft mit einbezogen wird.

Feuchtadiabaten	Die Feuchtadiabaten im thermodynamischen Diagrammpapier geben die Temperaturänderung eines gesättigten Luftpaketes (Wolkenluft) bei Vertikalbewegungen an. Sie sind im Stüvediagramm Linien gleicher pseudopotentieller Temperatur ϑ_{ps} .
Feuchtadiabatischer Temperaturgradient (ϑ_w)	Temperaturänderung eines gesättigten Luftpaketes bei Vertikalbewegungen $\vartheta_w = (0.3 - 1.0) \text{ K}/100 \text{ m}$
Feuchte Luft	Gasgemisch aus trockener Luft und ungesättigtem Wasserdampf $U > 0$ bis $< 100 \%$
Feuchttemperatur (t_w)	Temperatur des feuchten Thermometers
Föhn	Relativ warmer und trockener, oft stürmischer Fallwind auf der Leeseite von Gebirgen
Gaskonstante R	Die Zustandsgleichung eines idealen Gases lautet: $p v T^{-1} = p \rho^{-1} = \text{const} = R$ R wird als Gaskonstante bezeichnet und stellt für jedes Gas eine individuelle Größe dar.
Gaskonstante R_d	Individuelle Gaskonstante von trockener Luft; bei $p_n = 1013.25 \text{ hPa}$, $T_n = 273.15 \text{ K}$ und $\rho_n = 1.2923 \text{ kg m}^{-3}$ ist $R_d = 287.05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
Gesättigte Luft	Gasgemisch aus trockener Luft und gesättigtem Wasserdampf : $U = 100\%$
"Grashalme"	Kurze grüne Schrägstriche auf den Hunderter-Isobaren im Stüvediagramm zur Bestimmung des virtuellen Temperaturzuschlages $t_{vz100\%}$ für gesättigte Luft.
ICAO	International Civil Aviation Organization
Indifferente Schichtung	Vertikale Temperaturänderung γ der Troposphäre (t/p-Zustandskurve) ist gleich der Temperaturänderung (γ_d , γ_w) des Luftpaketes, so dass es bei Vertikalbewegungen immer von Luft mit gleicher Temperatur umgeben ist. $\gamma = \gamma_d$ \Rightarrow trockenindifferente Schichtung $\gamma = \gamma_w$ \Rightarrow feuchtindifferente Schichtung
Inversion	Dünne troposphärische Schicht, in der die Temperatur mit der Höhe zunimmt.
Isobaren	Linien gleichen Luftdruckes
Isothermen	Linien gleicher Temperatur
Isothermie	Dünne troposphärische Schicht, in der die Temperatur mit der Höhe konstant ist.

Kinetische Energie	Bewegungsenergie der Atome oder Moleküle eines Gases
Konkav	Nach innen gewölbt
Konvektion	Vertikaler Wärmefluss in flüssigen und gasförmigen Medien bei labiler Schichtung.
Labilitätsenergie (+)	Maß für die Intensität der Auf-/Abtriebskraft von Luftpaketen oder der vertikalen Umwälzungen der Luft; je größer die Labilitätsenergie ist, desto stärker sind die Vertikalbewegungen eines Luftquantums; in der englischen Literatur wird die Größe als CAPE (Convective available energy) bezeichnet.
Labilitätsfläche (+)	Fläche, die aus der t/p-Zustandskurve und der rechts von ihr liegenden Feuchtadiabaten, die durch das KKN verläuft, gebildet wird. In einem flächentreuen thermodynamischen Diagrammpapier (T, log p-Diagramm), ist die Labilitätsfläche der Labilitätsenergie proportional.
Labile Schichtung	Vertikale Temperaturänderung γ der Troposphäre (t/p-Zustandskurve) ist größer als die Temperaturänderung (γ_d , γ_w) des Luftpaketes, so dass es bei Hebung immer von kälterer Luft umgeben ist. $\gamma > \gamma_d$ ☞ trockenlabile Schichtung $\gamma > \gamma_w$ ☞ feuchtlabile Schichtung
Latente Labilität	Die Schichtung der Atmosphäre ist gleichzeitig trockenstabil sowie feuchtlabil und die Labilitätsenergie ist größer als die Stabilitätsenergie. $\gamma_d > \gamma > \gamma_w$ und Labilitätsenergie > Stabilitätsenergie
Latente Wärme (L)	Wärmemenge Q, die bei konstanter Temperatur und konstantem Druck für einen Aggregatzustandswechsel des Wassers benötigt bzw. dabei freigesetzt wird; $L = 2501 - 2.44 t$ [kJ kg ⁻¹] (gilt für Verdunstung/Kondensation bei 1013.25 hPa).
Level of free convection (LFC)	Niveau, in dem die Temperatur eines zwangsweise gehobenen Luftquantums bei latenter Labilität gleich der Temperatur der Umgebungsluft ist. Von dieser Höhe an ist das gesättigte Luftquantum wärmer als die Umgebungsluft, so dass es nun aus eigenem Antrieb beschleunigt weiter aufsteigt.
Leeseite	Windabgekehrte Seite eines Gebirges
Luftpaket/-quantum	Abgeschlossenes kleines Luftvolumen
Luvseite	Windzugewandte Seite eines Gebirges

Magnussche Formel	$E = 6.107 \cdot e^{\frac{17.08085 t}{234.175 + t}} \text{ [hPa]} ;$ gültig für $t \geq 0 \text{ °C}$ und flüssiges Wasser Genauigkeit zwischen 0 und 50 °C weniger als $\pm 0.2 \%$ Abweichungen von der WMO-Referenzgleichung
Mischungsverhältnis r	Verhältnis der Dichte des Wasserdampfes zur Dichte der zugehörigen trockenen Luft; r gibt an, wie viel Gramm Wasserdampf mit einem Kilogramm trockener Luft gemischt sind.
Niveau der freien Konvektion (NFK)	Siehe Level of free convection
Normdruck (p_n)	$p_n = 1013.25 \text{ hPa}$
Normtemperatur (T_n)	$T_n = 273.15 \text{ K} ; t_n = 0 \text{ °C}$
Potentielle Temperatur (Θ, ϑ)	Temperatur eines Luftpakets, das trockenadiabatisch auf 1000 hPa gebracht wird.
Potentielle Äquivalenttemperatur (Θ_e, ϑ_e)	Äquivalentpotentielle Temperatur; Temperatur, die ein Luftquantum annähme, das nach isobarer Kondensation des gesamten Wasserdampfes trockenadiabatisch auf 1000 hPa gebracht würde. Die bei dem Kondensationsprozess freiwerdende latente Wärme würde dabei ausschließlich der Erwärmung des Luftquantums dienen.
Pseudoäquivalenpotentielle Temperatur	Siehe Pseudopotentielle Temperatur
Pseudoäquivalenttemperatur t_{se}	Temperatur, die ein Luftpaket annähme, das trockenadiabatisch bis zum HKN aufstiege, von dort aus feuchtadiabatisch weiter gehoben würde, bis der gesamte Wasserdampf kondensiert und ausgefallen wäre und anschließend wieder trockenadiabatisch bis zum Ausgangsniveau absänke.
Pseudo-Feuchttemperatur t_{sw}	Temperatur, die ein Luftquantum annähme, das feuchtadiabatisch vom HKN bis zum Ausgangsniveau absinken würde. Diese Größe entspricht annähernd der Feuchttemperatur t' (Temperatur des feuchten Thermometers).
Pseudopotentielle Temperatur ($\Theta_{ps}, \vartheta_{ps}$)	Pseudoäquivalenpotentielle Temperatur; Temperatur, die ein Luftquantum annähme, das trockenadiabatisch bis zum HKN aufstiege, von dort aus feuchtadiabatisch weiter gehoben würde, bis der gesamte Wasserdampf kondensiert und ausgefallen wäre und anschließend trockenadiabatisch auf 1000 hPa gebracht würde.
Pseudotemperatur	Siehe Pseudo-Äquivalenttemperatur

Relative Luftfeuchte (U)	Verhältnis des tatsächlichen Wasserdampfgehalts der Luft zum maximal möglichen in Prozent; der maximal mögliche Wasserdampfgehalt bezieht sich auf eine ebene, chemisch reine Wasseroberfläche und ist deshalb nur noch temperaturabhängig.
Sättigungsdampfdruck (E)	Maximaler Dampfdruck, der bei gegebener Temperatur über einer chemisch reinen, ebenen Wasseroberfläche bzw. über Eis möglich ist.
Sättigungsmischungsverhältnis (r_w)	Verhältnis der Dichte des gesättigten Wasserdampfes zu der der zugehörigen trockenen Luft; r_w gibt im Stüvedigramm an, wie viel Gramm Wasserdampf maximal bei einer bestimmten Temperatur und gegebenem Luftdruck mit einem Kilogramm trockener Luft gemischt sein können.
Spezifische Feuchte (q)	Verhältnis der Dichte des Wasserdampfes zur Dichte der feuchten Luft; q gibt an, wie viel Gramm Wasserdampf in 1 kg feuchter Luft enthalten sind.
Spezifisches Volumen (v)	Volumen, das 1 kg eines Stoffes einnimmt
Spezifische Wärmekapazität (c)	<p>Wärmekapazität C pro Masseneinheit [$\text{J K}^{-1} \text{kg}^{-1}$]; Wärmemenge Q, die notwendig ist, um die Temperatur T eines homogenen Körpers mit der Einheitsmasse von 1 kg um 1 K zu erhöhen.</p> <p>Weil Gase bei Temperaturänderungen ihr Volumen und ihren Druck ändern, ist die spezifische Wärmekapazität unterschiedlich groß, je nach dem, ob die Erwärmung um 1 K bei konstantem Druck (c_p) oder konstantem Volumen (c_v) erfolgt. Wird einem Gas bei konstantem Druck Wärmeenergie zugeführt, so wird nicht nur seine Temperatur erhöht, sondern es dehnt sich bei diesem Prozess gleichzeitig aus, so dass zusätzlich Ausdehnungsarbeit geleistet werden muss. Deshalb ist die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck größer als bei konstantem Volumen.</p> <p>trockene Luft $\Rightarrow c_p = 1005 \text{ J K}^{-1} \text{kg}^{-1}$; $c_v = 718 \text{ J K}^{-1} \text{kg}^{-1}$</p>
Stabile Schichtung	<p>Vertikale Temperaturänderung γ der Troposphäre (t/p-Zustandskurve) ist kleiner als die Temperaturänderung (γ_d, γ_w) des Luftpaketes, so dass das Luftquantum bei Hebung immer von wärmerer Luft umgeben ist.</p> <p>$\gamma < \gamma_d \Rightarrow$ trockenstabile Schichtung $\gamma < \gamma_w \Rightarrow$ feuchtstabile Schichtung</p>
Stabilitätsenergie (-)	Maß für die aufzuwendende Energie, um ein Luftpaket aus seiner Gleichgewichtslage zu entfernen. Je größer die Stabilitätsfläche, desto stärker ist deshalb ihre dämpfende Wirkung auf Vertikalbewegungen der Luft; in der englischen Literatur wird die Größe als CIN (Convective inhibition) bezeichnet.

Stabilitätsfläche (-)	Fläche, die aus der t/p-Zustandskurve und der links von ihr liegenden Feuchtadiabaten, die durch das KKN verläuft, gebildet wird. In einem flächentreuen thermodynamischen Diagrammpapier (T, log p - Diagramm), ist die Stabilitätsfläche der Stabilitätsenergie proportional.
Temperatur (T, t)	Maß für den Wärmezustand eines Körpers; die absolute Temperatur T ist der mittleren kinetischen Energie eines Gases proportional.
Trockenadiabaten	Linien gleicher potentieller Temperatur ϑ , welche die Temperaturänderung trockener oder feuchter Luft bei Vertikalbewegungen angeben. Die Trockenadiabaten treffen sich im Stüvediagramm im Punkt $T = 0 \text{ K}$ und $p = 0 \text{ hPa}$.
Trockene Luft	Luft, die keinen Wasserdampf enthält : $U = 0 \%$
Trockenadiabatischer Temperaturgradient (γ_d)	Temperaturänderung eines trockenen oder feuchten Luftpakets bei Vertikalbewegungen $\Rightarrow \gamma_d = 1 \text{ K}/100 \text{ m}$
Tropopause	Grenzschicht zwischen der Tropo- und Stratosphäre
Ungesättigte Luft	Siehe feuchte Luft
Vorgangskurven	In thermodynamische Diagrammpapiere eingedruckte Kurven, mit deren Hilfe troposphärische Vorgänge nachvollzogen und die dabei auftretenden Änderungen meteorologischer Größen verfolgt werden können.
Wärmeenergie (Q)	Thermische Energie \Rightarrow Summe der kinetischen Energien der Teilchen (Moleküle oder Atome) eines Gases
Wärmekapazität (C)	Wärmemenge Q, die notwendig ist, um die Temperatur T eines Gases um 1 K zu erhöhen.
Zustandskurven	Graphische Darstellungen atmosphärischer Zustandsgrößen wie z.B. p, t, und t_d im Diagrammpapier

5. Formelgrößen und Symbole (Tab. 10)

Größe/Symbol	Erläuterung
a	absolute Luftfeuchte [g m ⁻³]
c _p	spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Druck : c _p = 1005 J K ⁻¹ kg ⁻¹
c _v	spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Volumen : c _v = 718 J K ⁻¹ kg ⁻¹
E	Sättigungsdampfdruck [hPa]
e	Dampfdruck [hPa]
f	Faktor in der WMO-Referenzgleichung des Mischungsverhältnisses r, der berücksichtigt, dass Luft nicht exakt den Gasgesetzen gehorcht; f ist eine Funktion von p und t: Wasser ↔ zwischen 1.0 und 1.0065 Eis ↔ zwischen 1.0 und 1.0089
γ	vertikaler Temperaturgradient der Atmosphäre; γ _{ISA} = 0.65 K/100 m
γ _d	trockenadiabatischer Temperaturgradient (d ↔ dry); γ _d = 1 K/100 m
γ _w	feuchtadiabatischer Temperaturgradient (w ↔ wet); γ _w = (0.3 - 1) K/100 m
g	Gramm
h	Höhe
HKN	Hebungskondensationsniveau
ISA	ICAO-Standardatmosphäre
K	Kelvin
K	$K = R_d/c_p = (c_p - c_v)/c_p = 0.2859$
kg	Kilogramm
KKN	Konvektions- oder Cumuluskondensationsniveau
KKN _a	Konvektionsniveau z.Z. der Quellwolkenbildung
L	latente Wärme von Wasser Kondensation und Verdunstun; bei p _n = 1013.25 hPa; L = 2501 - 2.33 t [kJ kg ⁻¹]
LFC	Level of free convection (Niveau der freien Konvektion ▶ NFK)
m	Meter
NFK	Niveau der freien Konvektion ↔ LFC
p	Luftdruck [hPa]
p _{HKN}	Luftdruck im HKN [hPa]
p _k	Luftdruck im Kondensationsniveau [hPa]
p _n	Normdruck ↔ p _n = 1013.25 hPa
p _o	Luftdruck im Ausgangsniveau [hPa]
p _q	Druckniveau des Luftpaketes [hPa]
q	spezifische Feuchte [g kg ⁻¹]
R	individuelle Gaskonstante ↔ R = c _p - c _v
r	Mischungsverhältnis [g kg ⁻¹]

Größe/Symbol	Erläuterung
r_w	Sättigungsmischungsverhältnis [g kg ⁻¹] im Stüvediagramm
R_d	Gaskonstante von trockener Luft $\Leftrightarrow R_d = 287.05 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$
ρ_d	Dichte trockener Luft [kg m ⁻³]
ρ_w	Dichte des Wasserdampfes [kg m ⁻³]
T	Temperatur [K]
t	Temperatur [°C]
t_a	Auslösetemperatur [°C]
t_d	Taupunkt [°C]
t_{do}	Taupunkt im Ausgangsniveau [°C]
T_e	Äquivalenttemperatur [K]
t_e	Äquivalenttemperatur [°C]
t_k	Temperatur im Kondensationsniveau [°C]
T_n	Normtemperatur $\Leftrightarrow T_n = 273.15 \text{ K}$
t_o	Temperatur im Ausgangsniveau [°C]
t_q	Temperatur des Luftpaketes [°C]
t_{se}	Pseudo-Äquivalenttemperatur [°C]
t_{sw}	Pseudo-Feuchttemperatur [°C]
t_u	Temperatur der Umgebungsluft [°C]
T_v	virtuelle Temperatur [K]
t_v	virtuelle Temperatur [°C]
t_{vz}	virtueller Temperaturzuschlag
$t_{vz100\%}$	virtueller Temperaturzuschlag bei Wasserdampfsättigung
Θ	potentielle Temperatur [K]
θ	Winkel zwischen der Tangente an die t/p-Zustandskurve und der horizontalen Temperaturachse im Stüvediagramm
ϑ	potentielle Temperatur [°C]
Θ_e	potentielle Äquivalenttemperatur [K]
ϑ_e	potentielle Äquivalenttemperatur [°C]
Θ_{ps}	pseudopotentielle Temperatur [K]
ϑ_{ps}	pseudopotentielle Temperatur [°C]
U	relative Luftfeuchte (%)
v	spezifisches Volumen [m ³ kg ⁻¹]
WO	Wolkenobergrenze
>	größer
<	kleiner
\triangleq	entspricht
\approx	annähernd

Literaturverzeichnis

- [1] Bohr, P. : *Lernunterlagen für den Physikunterricht an der WDS Neustadt/W; Neustadt/W 1976/1977*
- [2] DWD : *Allgemeine Meteorologie, 3. Auflage; Selbstverlag des DWD, Offenbach/M 1985*
- [3] Hering, E./Martin, R./Stohrer, M. : *Physik für Ingenieure, 3. Auflage; VDI-Verlag GmbH, Düsseldorf 1989*
- [4] Höfling, O. : *Physik, 12. Auflage; Ferd. Dümmler Verlag, Bonn 1979*
- [5] Liljequist, G. H./Cehak, K. : *Allgemeine Meteorologie; 3. Auflage, Vieweg-Verlag, Braunschweig 1984*
- [6] Pelz, J. : *Zusammenfassung häufig benötigter Gleichungen und Konstanten; Beilage zur Berliner Wetterkarte, FU Berlin 1972*
- [7] WMO : *Compendium of Meteorology; Volume I, Part 2 - Physical Meteorology WMO - No.364, Geneva 1973*
- [8] VDI-Richtlinien : *VDI 3786, Blatt 4, Juli 1985*
- [9] DWD : *ALPEX - Das Alpine Experiment; Promet 1'92*