

Erklärungen zu den Radiosondendiagrammen

Autor:

Volker Ermert

Institut für Geophysik und Meteorologie

Universität zu Köln

Stand: 05.06.2007

Inhalt

1. Begriffserklärungen

2. Stabilitätsindizes

3. Thermische Zustände der Atmosphäre

4. Beschreibung der Stationskarte

5. Beschreibung der Diagramme

5.1 Allgemeine Informationen in den Diagrammen

5.2 T-log(p)-Diagramm

5.3 Stüve-Diagramm

5.4 Handhabung des T-log(p)- und Stüve-Diagramms

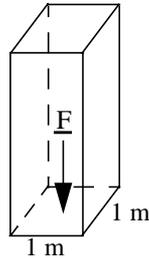
5.5 θ -Diagramm

6. Literatur

1. Begriffserklärungen

- Druck (p)

Der Druck ist definiert als die Kraft, welche die Masse der Luftsäule über einem Quadratmeter auf diesen ausübt. In der Meteorologie wird der Druck in Hektopascal gemessen:



$$\text{Druck} = \frac{\text{Kraft}}{\text{Fläche}}$$

$$1 \text{ Pa} = 1 \text{ N m}^{-2} = 1 \text{ kg m s}^{-2} \text{ m}^{-2} = 1 \text{ kg s}^{-2} \text{ m}^{-1}$$

- Temperatur (T)

Die Temperatur (auch als sensible oder fühlbare Wärme bezeichnet) repräsentiert die mittlere kinetische Energie der Luftmoleküle mit der Masse m . Die Einheit der Temperatur ist das Kelvin (K) bzw. das Grad Celsius ($^{\circ}\text{C}$). Mit der Boltzmannkonstante ($k=1,38054 \cdot 10^{23} \text{ J K}^{-1}$) und der dreidimensionalen, mittleren Geschwindigkeit (\bar{v}) der Teilchen lässt sich folgende Beziehung finden:

$$\frac{1}{2}m\bar{v}^2 = \frac{1}{2}mv_x^2 + \frac{1}{2}mv_y^2 + \frac{1}{2}mv_z^2 = \frac{3}{2}kT$$

- Taupunkt (T_d)

Die Temperatur, bei welcher der in der Luft vorhandene Wasserdampf kondensieren würde.

- Taupunktdifferenz (Englisch: „Spread“)

Temperaturunterschied (in K oder $^{\circ}\text{C}$) zwischen der Temperatur und dem Taupunkt.

- adiabatisch

Adiabatisch wird eine Zustandsänderung genannt, wenn das betrachtete Luftpaket keinen thermischen Kontakt mit seiner Umgebung hat, d. h. es darf weder zum Austausch von sensibler Wärme noch der im Wasserdampf enthaltenen Kondensationsenergie (wird als latente Wärme bezeichnet) mit der Umgebung kommen.

- trockenadiabatisch

Eine Zustandsänderung eines Luftpakets wird als trockenadiabatisch bezeichnet, wenn keine sensible oder latente Wärme zu- oder abgeführt wird und die im Wasserdampf latent vorhandene Energie nicht freigesetzt wird.

- feuchtadiabatisch

Die Zustandsänderung des Luftpakets ist feuchtadiabatisch, wenn sie adiabatisch ist und das Luftpaket unter Sättigung mit Wasserdampf seine latente Wärme freisetzt.

- pseudoadiabatisch (ps)

Die Zustandsänderung des Luftpakets wird als pseudoadiabatisch bezeichnet, wenn sie adiabatisch ist und der auskondensierte Wasserdampf aus dem Luftpaket sofort ausfällt.

- reversibel (rv)

Reversibel ist die Zustandsänderung des Luftpakets, wenn sie adiabatisch ist und der auskondensierte Wasserdampf im Luftpaket mitgeführt wird. Dabei muss die Wärmekapazität und das Eigengewicht der Hydrometeore (das sind alle festen und flüssigen Niederschlagsteilchen der Atmosphäre) beachtet werden.

- potenzielle Temperatur (θ)

Wird ein Luftpaket von einem Druckniveau auf die Höhe von 1000 hPa trockenadiabatisch abgesenkt bzw. gehoben, so nimmt es in diesem Niveau die potenzielle Temperatur an. Die potenzielle Temperatur ist also ein Kennzeichen für eine Luftmasse die bei einem trockenadiabatischen Vorgang abgesenkt oder gehoben wird. Für trockene Luft gilt mit der Temperatur in K, der universellen Gaskonstante ($R_L=287,04 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) und der spezifischen Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Druck ($c_p=1005,7 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$):

$$\theta = T \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^{\frac{R_L}{c_p}}$$

Unter der Berücksichtigung der Feuchte hat Bolton (1980, Formel 7) folgende Näherungsformel aufgestellt, in der das Mischungsverhältnis (m in kg kg^{-1}) verwendet wird:

$$\theta = T \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^{0,2854 (1 - 0,28 m)}$$

- pseudopotenzielle Temperatur (θ_e)

Die pseudopotenzielle Temperatur ist die Temperatur die ein Luftpaket annimmt, wenn es vom Ausgangsniveau hypothetisch pseudoadiabatisch bis in die Höhe gehoben wird, in der kein Wasserdampf mehr im Luftpaket vorhanden ist und anschließend trockenadiabatisch in die Höhe von 1000 hPa gebracht wird. Dann gilt näherungsweise mit dem Mischungsverhältnis (m in kg kg^{-1}) und der spezifischen Verdampfungswärme von Wasser (nach Emeis (2000): $L=2,5 \cdot 10^6 - 2420 T$ (in $^\circ\text{C}$) J kg^{-1}):

$$\theta_e = \theta e^{\frac{Lm}{c_p T}} = T e^{\frac{Lm}{c_p T}} \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^{\frac{R_L}{c_p}}$$

Achtung: In der englischsprachigen Literatur wird die pseudopotenzielle Temperatur fälschlicherweise als „equivalent potential temperature“ bezeichnet. Dadurch kommt es zu Verwirrungen mit der äquivalent-potenziellen Temperatur (s. u.), die sich von der pseudopotenziellen Temperatur unterscheidet.

Eine genauere Formel für θ_e liefert Bolton (1980, Formel 43), welche bis auf 0,3 K genau und besonders für Berechnungen von Werten der Tropen geeignet ist. Demnach gilt für θ_e mit der Temperatur des Luftpakets im Hebungskondensationsniveau (T_L):

$$\theta_e = T \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^{0,2854 (1 - 0,28 m)} \exp \left(\left(\frac{3,376}{T_L} - 0,00254 \right) \cdot m (1 + 0,81 m) \right)$$

- pseudopotenzielle Temperatur bei Sättigung (θ_{es})

Die pseudopotenzielle Temperatur unter der Voraussetzung der Sättigung des Luftpakets mit Wasserdampf, d. h.;

$$\theta_{es} = \theta e^{\frac{Lm_s}{c_p T}} = T e^{\frac{Lm_s}{c_p T} \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^{\frac{R_v}{c_p}}}$$

- äquivalente Temperatur (T_{ae})

Die äquivalente Temperatur ist die Summe der mittlere kinetische Energie aller Luftmoleküle (sensible oder fühlbare Wärme) und der im Wasserdampf enthaltenen Kondensationsenergie (latente Wärme).

$$T_{ae} = T + \frac{Lm}{c_p}$$

- äquivalent-potenzielle Temperatur (θ_{ae})

Durch die Verknüpfung der Definition der potenziellen Temperatur mit der äquivalenten Temperatur ergibt sich die sog. äquivalent-potenzielle Temperatur (vgl. Emeis, 2000):

$$\theta_{ae} = T \left(\frac{1000 \text{ hPa}}{p} \right)^{\frac{R_v}{c_p}} + \frac{Lm}{c_p}$$

Die äquivalent-potenzielle Temperatur repräsentiert den Wärmeinhalt eines Luftpakets das hypothetisch auf 1000 hPa gebracht wird.

- Mischungsverhältnis (m)

Das Mischungsverhältnis ist der Gehalt des Wasserdampfs in kg pro kg trockene Luft. In den Diagrammen und auch sonst ist das Mischungsverhältnis allerdings oft in g pro kg trockene Luft angegeben.

- Sättigungsmischungsverhältnis (m_s)

Das Sättigungsmischungsverhältnis ist das Mischungsverhältnis welches auftritt, wenn die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist. In diesem Fall ist der Taupunkt gleich der Temperatur.

- Geopotenzial (ϕ)

Das Geopotenzial ist die Arbeit, die nötig ist, um im Schwerfeld der Erde die Einheitsmasse von 1 kg vom Meeresniveau auf die Höhe z anzuheben. Mit der Schwerebeschleunigung g wird definiert:

$$\phi(z) = \int_0^z g \, dz$$

Es handelt sich also um die potenzielle Energie eines Teilchens im Schwerfeld der Erde. Das Potenzial ist existent, da das Schwerkraftfeld der Erde konservativ ist, d. h. die Arbeit die geleistet werden muss, um einen Körper von einem Punkt zum nächsten zu bringen, ist wegunabhängig.

- geopotenzielle Höhe (Z)

Wird der Wert des Geopotenzials durch den globalen Mittelwert der Schwerebeschleunigung (d. h. der Schwerebeschleunigung g_0 , die auf dem 45. Breitengrad herrscht) geteilt, dann ergibt sich die sog. geopotenzielle Höhe:

$$Z = \frac{\phi}{g_0} = \int_0^z \frac{g}{g_0} \, dz$$

In der geopotenziellen Höhe (in gpm) ist die Veränderlichkeit der Gravitation mit der Höhe und der geographischen Breite berücksichtigt. Unter Vernachlässigung der Breiten- und Höhenabhängigkeit der Erdbeschleunigung entspricht die geopotenzielle Höhe der metrischen Höhe.

- geopotenzieller Meter (gpm)

Die Einheit der geopotenziellen Höhe ist das sog. geopotenzielle Meter. Das ist die durch g_0 skalierte Arbeit, die verrichtet werden muss, um eine Masse von 1 kg vom Meeresniveau auf 1 m Höhe zu heben. Auf dem 45. Breitenkreis ist das geopotenzielle Meter am Boden gleich dem Meter.

2. Stabilitätsindizes

Das Stüve- als auch das θ -Diagramm (vgl. Kap. 5) enthalten zusätzliche Informationen in Bezug auf unterschiedliche Stabilitätsindizes und Konvektionsparameter, die nun erläutert werden:

- K-Index

Der sog. Konvektionsindex (K-Index) dient zur Einschätzung der Wahrscheinlichkeit auftretender Gewitter. Er wird folgendermaßen mit Hilfe der Temperaturen und Taupunkte verschiedener Niveaus (in hPa) berechnet:

$$\text{K-Index} = T(850) - T(500) + T_d(850) - [T(700) - T_d(700)].$$

K-Index	wahrscheinliche Witterung
< 15	keine Schauer
< 20	keine Gewitter
21-25	Schauer möglich (20-40 %)
26-30	Schauer möglich (> 40 %)
31-35	Schauer möglich (40-60 %)
36-40	zahlreiche Schauer und Gewitter wahrscheinlich (>80%)
> 40	zahlreiche Schauer und z. T. schwere Gewitter wahrscheinlich (>90%)

- TT-Index

Etwas einfacher als der K-Index ist der Totals-Totals-Index (TT-Index) definiert:

$$\text{TT-Index} = T(850) + T_d(850) - 2 T(500)$$

TT-Index	wahrscheinliche Witterung
< 46	keine Gewitter
46-53	vereinzelt Gewitter
53-55	lokal Gewitter
> 55	zahlreiche Gewitter

- S-Index

Der S-Index ist folgendermaßen definiert:

$$\text{S-Index} = 2 [T(850) - T(500)] - [T(850) - T_d(850)] - [T(700) - T_d(700)] - \xi, \text{ wobei}$$

ξ	Wert für [T(850) - T(500)]
0	25
2	23-24
6	22

S-Index	wahrscheinliche Witterung
46	zahlreiche Gewitter
40-45	Gewitter vereinzelt möglich
39	keine Gewitter

- KO-Index

Der Konvektiv-Index (KO-Index) wird genutzt, um die konvektive Instabilität einer Luftmasse zu identifizieren. Er repräsentiert in etwa den mittleren vertikalen Gradienten der pseudopotenziellen Temperatur. Die Definition des KO-Index lautet:

$$\text{KO-Index} = 0,5 [\theta_e(700) + \theta_e(500)] - 0,5 [\theta_e(1000) + \theta_e(850)],$$

oder falls wegen der Stationshöhe keine Werte im 1000 hPa vorhanden sind:

$$\text{KO-Index} = 0,5 [\theta_e(700) + \theta_e(500)] - \theta_e(850)$$

KO-Index	wahrscheinliche Witterung
< 2	labile atmosphärische Verhältnisse; zahlreiche Gewitter
3-5	indifferent; Gewitter können durch Hebung ausgelöst werden
> 6	stabil

- CAPE

Englisch: „**C**onvective **A**vailable **P**otential **E**nergy“; die potenziell verfügbare konvektive Energie eines pseudoadiabatisch bzw. reversibel aufsteigendem Luftpakets. CAPE ist folgendermaßen definiert:

$$CAPE = \frac{1}{2} w^2 = \int_{p_{LZB}}^{p_{LFC}} R_L (T_p - T_U) d \ln p$$

CAPE ist demnach die theoretische Energiemenge, welche ein aus dem Ruhezustand vom Druckniveau des LFC (p_{LFC}) bis zum Niveau des LZB (p_{LZB} ; vgl. 3.) beschleunigtes Luftpaket ohne Energie- und Massenaustausch erreichen kann (vgl. Hesse, 1961). D. h. CAPE ist die ki-

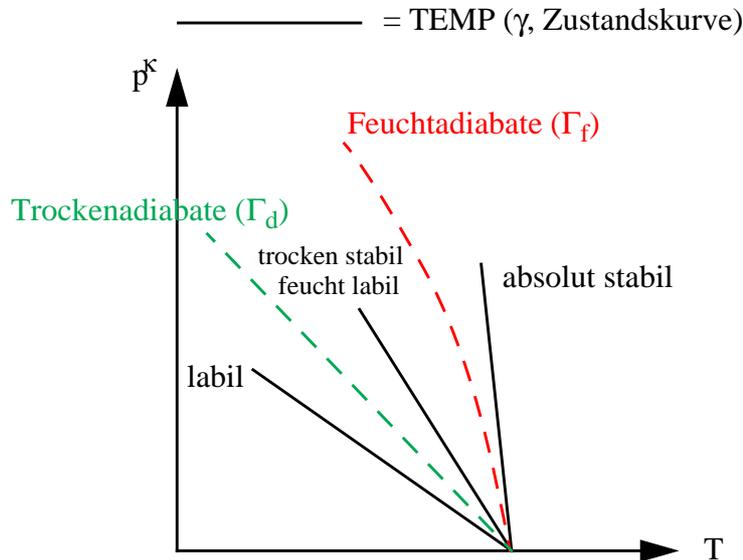
netischen Energie, welche das aufsteigende Luftpaket schließlich im LZB besitzt. Zu beachten ist, dass das in den Grafiken angegebene CAPE nicht vom LZB sondern vom Boden (p_{Boden}) aus berechnet wird. Dadurch kann in diesem Fall CAPE auch negative Werte annehmen!

- CIN

Englisch: „**C**onvective **I**nhibition“; das ist die Energie, die benötigt wird, um ein Luftpaket pseudoadiabatisch bzw. reversibel vom Ausgangsniveau bis zum LFC (s. 3.) zu heben.

3. Thermische Zustände der Atmosphäre

In der Atmosphäre können unterschiedliche thermische Zustände auftreten. Die folgende Grafik stellt diese einander gegenüber und die folgende Tabelle setzt sie mit bekannten Variablen in Verbindung:



Stabilität	$\gamma = \frac{\partial T}{\partial z}$	$\gamma = \frac{\partial \Theta}{\partial z}$	$\gamma = \frac{\partial \Theta_e}{\partial z}$
absolut stabil	$\gamma < \Gamma_f < \Gamma_d$	> 0	> 0
feucht indifferent und trockenstabil	$\gamma = \Gamma_f < \Gamma_d$	> 0	$= 0$
bedingt labil	$\Gamma_f < \gamma < \Gamma_d$	> 0	< 0
feucht labil und indifferent trocken	$\Gamma_f < \gamma = \Gamma_d$	$= 0$	< 0
absolut labil	$\Gamma_f < \Gamma_d < \gamma$	< 0	< 0

- LFC

Englisch: „Level of Free Convection“; die atmosphärische Höhe, in der ein zunächst trockenadiabatisch und nach der Sättigung ein im pseudoadiabatischen bzw. reversiblen Prozess feuchtadiabatisch aufsteigendes Luftpaket zum ersten Mal wärmer als seine Umgebung ist und anschließend bis zum LZB frei aufsteigen kann.

- LZB

Englisch: „Level of **Z**ero **B**uoyancy“; das atmosphärische Niveau, in dem ein pseudoadiabatisch bzw. reversibel frei aufsteigendes Luftpaket kälter als seine Umgebung wird und dadurch keinen positiven Auftrieb mehr erhält.

4. Beschreibung der Stationskarte

Auf der Übersichtsgrafik sind Radiosondenstationen aus Europa eingetragen. Diese sind an den verschiedenfarbigen Sterne zu erkennen. Die Farben haben folgende Bedeutung:

#_M: Anzahl der im vergangenen Monat mindestens verfügbaren Radiosondenaufstiege

#_D: Anzahl der daraus zu erwarteten täglichen Aufstiege

Farbe des Sterns	# _M	# _D
*	0	0
*	5	1
*	32	2
*	63	3
*	94	4

Die Auswahl der Grafiken bezüglich der vorgenommenen Radiosondierungen erfolgt über die gewünschte Station. Auf der erscheinenden Seite sind für die jeweilige Station der Stationsname, die WMO-Nummer (amerikanisches Englisch: „**W**orld **M**eteorological **O**rganization“), die geographische Lage und die Höhe über dem Meeresspiegel angegeben. Darunter befindet sich eine Tabelle in der die vorhandenen Radiosondierungen der letzten 8 Tage eingetragen sind. Für jeden verfügbaren Aufstieg stehen für die Visualisierung schließlich drei unterschiedliche Diagramme bereit: das um 45° gekippte T-log(p)-Diagramm (das „log“ steht für den natürlichen Logarithmus), das nach Stüve benannte Diagramm und eine Grafik mit unterschiedlichen potenziellen Temperaturen.

5. Beschreibung der Diagramme

5.1 Allgemeine Informationen in den Diagrammen

In den vorliegenden Grafiken sind folgende Informationen angegeben:

- Stationsname mit der geographischen Lage der Radiosondenstation
- Datum des Beginns des Aufstiegs und zugehöriger Uhrzeit (in UTC)
- Informationen über die zu Beginn des Aufstiegs vorhandenen Wolkengattungen:
 - N_H: Bedeckungsgrad aller C_L-Wolken oder, falls keine vorhanden, aller C_M-Wolken in Achteln
 - h: Höhe der Wolkenuntergrenze der tiefsten Wolken über der Station
 - C_L: tiefe Wolkengattung
 - C_M: mittelhohe Wolkengattung
 - C_H: hohe Wolkengattung
- Messungen verschiedener Winde:
 - Windpfeile der entsprechenden Höhe (grün)
 - Windpfeil in Höhe der Tropopause (blau)
 - Windpfeil in Höhe des maximalen Windes (rot) mit zugehöriger Windscherung (die Werte in der Klammer entsprechen der Windscherung (in kn) bzgl. des 1 km darunter bzw. darüber befindlichen Niveaus)
- Angaben der Höhe unterschiedlicher Niveaus (in geopotenziellen Dekametern (gpdam)):

geopotenzielle Höhe der Standardniveaus (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 200, 150 und 100 hPa)

0°: geopotenzielle Höhe der Nullgradgrenze (blau)

T: geopotenzielle Höhe der Tropopause (blau)

(alle vorkommenden Symbole entsprechen denen des Stationsmodells, nachzulesen unter: <http://www.uni-koeln.de/math-nat-fak/geomet/meteo/forschung/statmod/>)

5.2 T-log(p)-Diagramm

Das von Herlofson (1947) entwickelte um 45° gekippte T-log(p)-Diagramm ist energietreu (d. h. gleiche Flächen entsprechen gleichen Energien) und zeichnet sich durch den nahezu senkrechten Winkel zwischen den Isothermen und Trockenadiabaten aus. Durch die letztere Eigenschaft kann die vorliegende atmosphärische Schichtung besonders gut analysiert werden. Es findet sowohl im „Air Weather Service of the U. S. Air Force“ (Hess, 1959) als auch im geophysikalischen Beratungsdienst der Bundeswehr Verwendung.

Die Grafik enthält folgende Linien:

- Isobare: waagerechte, durchgezogene, schwarze Linie
- Isotherme: im Winkel von 45° schräg verlaufende, durchgezogene, schwarze Linie
- Trockenadiabate (Linie gleicher potenzieller Temperatur): schräg verlaufende, nach rechts gebogene, gestrichelte, grüne Linie
- Feuchtadiabate (Linie gleicher pseudo-potenzieller Temperatur): schräg verlaufende, nach links gebogene, gestrichelte, rote Linie
- Linie konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses (die Zahl am Ende der Linie gibt den Gehalt an Wasserdampf in g pro kg trockener Luft an): unterhalb von 700 hPa schräg verlaufende, gestrichelte, schwarze Linie

5.3 Stüve-Diagramm

Das von Stüve-Diagramm ist nicht energietreu und der Winkel zwischen den Isothermen und Trockenadiabaten ist mit etwa 45° recht klein. Es hat den Vorteil, dass Isobaren, Isothermen und Trockenadiabaten Geraden verkörpern. Für den Betrachter ist es leicht zugänglich, da als Abszisse die Temperatur und auf der Ordinate der Druck (genauer: p^{κ} mit $\kappa = R_L c_p^{-1}$) aufgetragen sind. Nach dem es früh in der modernen Geschichte der Meteorologie eingeführt wurde, ist es immer noch sehr beliebt, sollte jedoch mehr und mehr durch aussagekräftigere Diagrammpapiere wie etwa das T-log(p)-Diagramm, Tephigramm- oder Emagramm ersetzt werden (Hess, 1959).

Im Stüve-Diagramm sind folgende Linien zu finden:

- Isobare: waagerechte, durchgezogene, schwarze Linie
- Isotherme: senkrechte, durchgezogene, schwarze Linie
- Trockenadiabate: schräg laufende, gestrichelte, grüne Linie
- Feuchtadiabate: schräg laufende, nach links gebogene, gestrichelte, rote Linie
- Linie konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses: unterhalb von 300 hPa schräg verlaufende, gestrichelte, schwarze Linie

5.4 Handhabung des T-log(p)- und Stüve-Diagramms

Bei einem Radiosondenaufstieg werden die Größen Druck, Temperatur und Taupunkt erfasst. Somit kann in den beiden Diagrammen ein Vertikalprofil für die Temperatur und den Taupunkt eingezeichnet werden (TEMP).

Folgende Größen lassen sich dann an Hand des Stüve-Diagramms bestimmen:

- Hebungskondensationsniveau (HKN)

Kondensationsniveau bei erzwungener Hebung z. B. über ein Gebirge oder an einer Front. Das HKN ist der Schnittpunkt, der zu der Bodentemperatur gehörenden Trockenadiabate mit der zum Bodentaupunkt gehörenden Linie konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses.

- Kumuluskondensationsniveau (KKN)

Das Kumuluskondensationsniveau ist die Höhe die im Fall einer indifferent trockenen oder absolut labilen Schichtung, d. h. bei freier Hebung erreicht wird. Bis zum KKN gelangen die Luftpakete dann, wenn der Boden sich bis zur sog. Auslösetemperatur erwärmt. Die Auslösetemperatur ist die Temperatur, die auftreten muss, damit ein trockenadiabatisch aufsteigendes Luftpaket so weit nach oben steigt, bis es mit Wasserdampf gesättigt ist (d. h. die vom Boden ausgehende Linie konstanten Sättigungsmischungsverhältnis schneidet). Das KKN ist deshalb der Schnittpunkt der Temperaturkurve mit der zum Boden zugehörigen Linie konstanten Sättigungsmischungsverhältnis.

- Auslösetemperatur

Das ist die Temperatur, die erreicht werden muß, damit die Schichtung unterhalb des KKN indifferent trocken wird. Beim Erreichen der Auslösetemperatur setzt im KKN Wolkenbildung ein. Die Auslösetemperatur wird dadurch bestimmt, dass die vom zuvor bestimmten KKN ausgehende Trockenadiabate bis zum Ausgangsniveau zurückverfolgt und die entsprechende Temperatur abgelesen wird.

- Wolkenobergrenze

Die Wolkenobergrenze wird über den Schnittpunkt der Temperaturkurve mit der im KKN beginnenden Feuchtadiabate bestimmt. Ein Luftpaket das das KKN erreicht ist gesättigt und folgt unter der Voraussetzung eines pseudoadiabatischen Aufstiegs so lange der entsprechenden Feuchtadiabate, bis es kälter und damit schwerer als seine Umgebung wird.

- potenzielle Temperatur

Die Temperatur, die ein Luftteilchen besitzt, wenn es trockenadiabatisch auf 1000 hPa gebracht wird. Die potenzielle Temperatur ist ein Maß für die Stabilität der trockenen Atmosphäre.

- pseudopotenzielle Temperatur

Die pseudopotenzielle Temperatur wird analog wie die potenzielle Temperatur bestimmt, allerdings nun unter Berücksichtigung der im Luftpaket enthaltenen Feuchte. Somit wird die Feuchtadiabate, die durch das HKN des Ausgangsniveaus geht, so weit nach oben in der Atmosphäre verfolgt bis im Luftpaket alle Feuchte ausgefallen ist. Anschließend wird die zu der betrachteten Feuchtadiabate approximierte Trockenadiabate bis 1000 hPa zurückverfolgt und die entsprechende Temperatur abgelesen. Die pseudopotenzielle Temperatur ist ein Maß für die Stabilität der feuchten Atmosphäre.

- Mischungsverhältnis

Das Mischungsverhältnis lässt sich durch Ablesung der Zahl am Ende des vom Taupunkt beginnenden konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses bestimmen.

- Sättigungsmischungsverhältnis

Das Sättigungsmischungsverhältnis bestimmt sich analog zum Mischungsverhältnis, hier allerdings ausgehend von der Temperatur und nicht vom Taupunkt, da bei vorausgesetzter Sättigung die Temperatur gleich dem Taupunkt ist.

5.5 θ -Diagramm

Das dritte sog. θ -Diagramm dient zur Einschätzung der thermischen Stabilität der sondierten Atmosphäre. Dargestellt sind drei verschiedene potenzielle Temperaturen:

- potenzielle Temperatur: durchgezogene Kurve
- pseudopotenzielle Temperatur: grob gestrichelte Kurve
- pseudopotenzielle Temperatur bei Sättigung: fein gestrichelte Kurve

Steigt ein Luftpaket vom Boden aus in der Atmosphäre nach oben bzw. es kommt z. B. an einer Front oder auf der Vorderseite eines Berges zu Hebungsprozessen, dann behält das Luftpaket seine pseudopotenzielle Temperatur bei (θ_e (Boden); dicke schwarze senkrechte Linie). Dies ist der Fall, da θ_e bei einem pseudoadiabatischen Aufstieg eine konservative Größe darstellt. Ist das Luftpaket wärmer als seine Umgebung, dann beginnt es fortan frei - d. h. ohne Energiezufuhr von außen - aufzusteigen. Das Niveau in dem dies der Fall ist wird als Niveau der freien Hebung (LFC) bezeichnet. In der atmosphärischen Höhe in der die Linie zum zugehörigen θ_e -Wert des Bodens die θ_{es} -Kurve des TEMPs schneidet, ist diese Eigenschaft **immer** gegeben und das Luftpaket ist mit Wasserdampf gesättigt. Wenn die Atmosphäre darunter trockenadiabatisch oder labil geschichtet ist kann das LFC auch unterhalb des betrachteten Schnittpunkts liegen. Das Luftpaket steigt oberhalb des LFC so lange auf, bis es wiederum kälter als seine Umgebung ist. Das ist im Niveau des „Nullauftriebs“ (LZB) der Fall, wenn erneut die θ_{es} -Kurve geschnitten wird. Die **grün eingefärbte Fläche** zwischen der Gerade, die zum θ_e -Wert des Bodens gehört, und der θ_{es} -Kurve des TEMPs ist dabei **proportional zur potenziell verfügbaren konvektiven Energie (d. h. zum CAPE wie es ursprünglich definiert ist)**. Anhand des θ -Diagramms kann damit unmittelbar auf potenzielle, konvektive Vorgänge in der Troposphäre geschlossen werden.

6. Literatur

Bolton, D., 1980: The Computation of Equivalent Potential Temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046-1053.

Herlofson, N., 1947: The T, log p-diagram with Skew Coordinate Axes. *Meteor. Ann.*, **2**, 311-342.

Hess, S. L., 1959: Introduction to Theoretical Meteorology. *New York*, 362 Seiten.

Hesse, W., 1961: Handbuch der Aerologie. *Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.-G., Leipzig*, 897 Seiten.

Emeis, S., 2000: Meteorologie in Stichworten. *Borntraeger*, 199 Seiten.