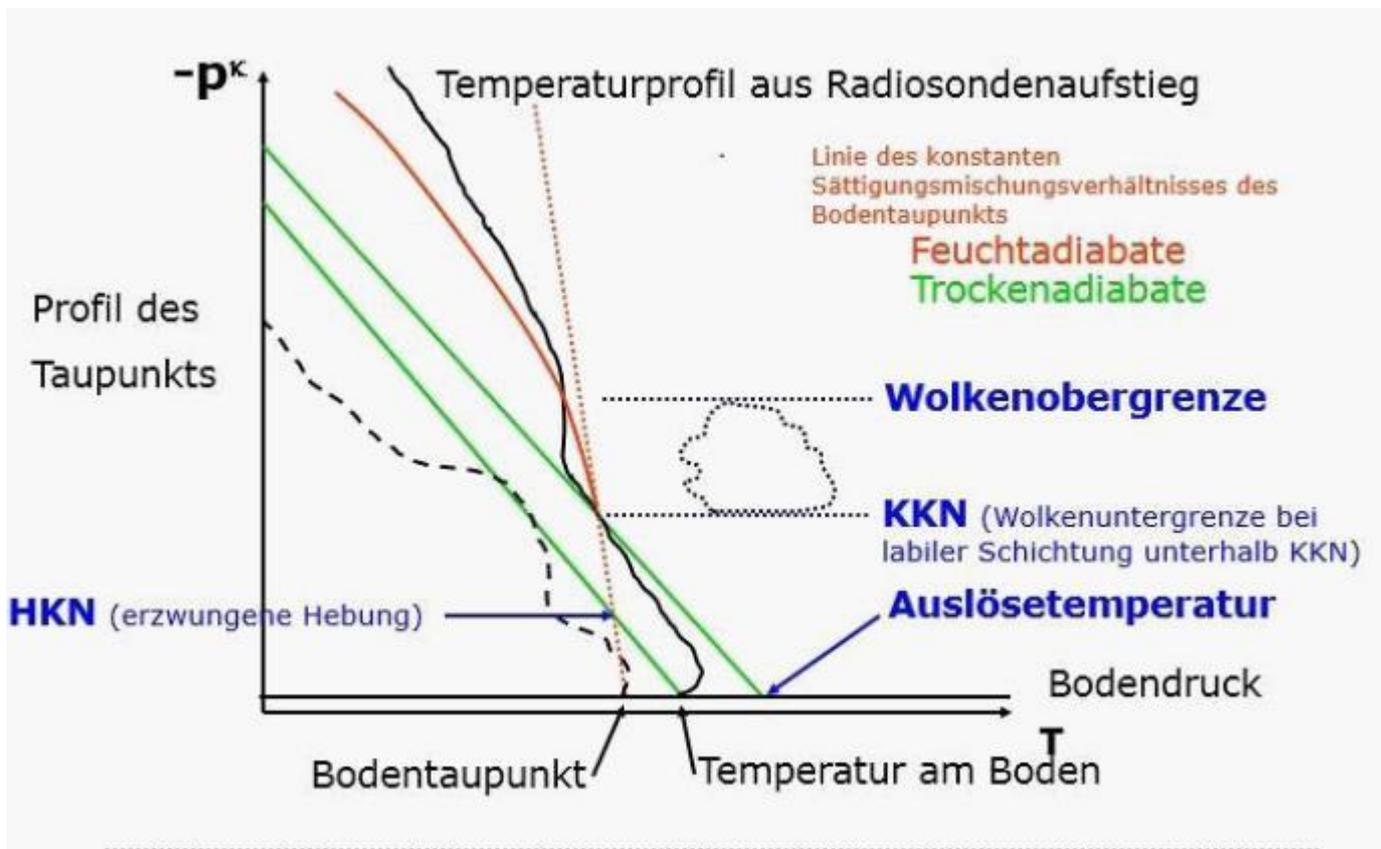


Auslösetemperatur für die Entstehung von Quellwolken

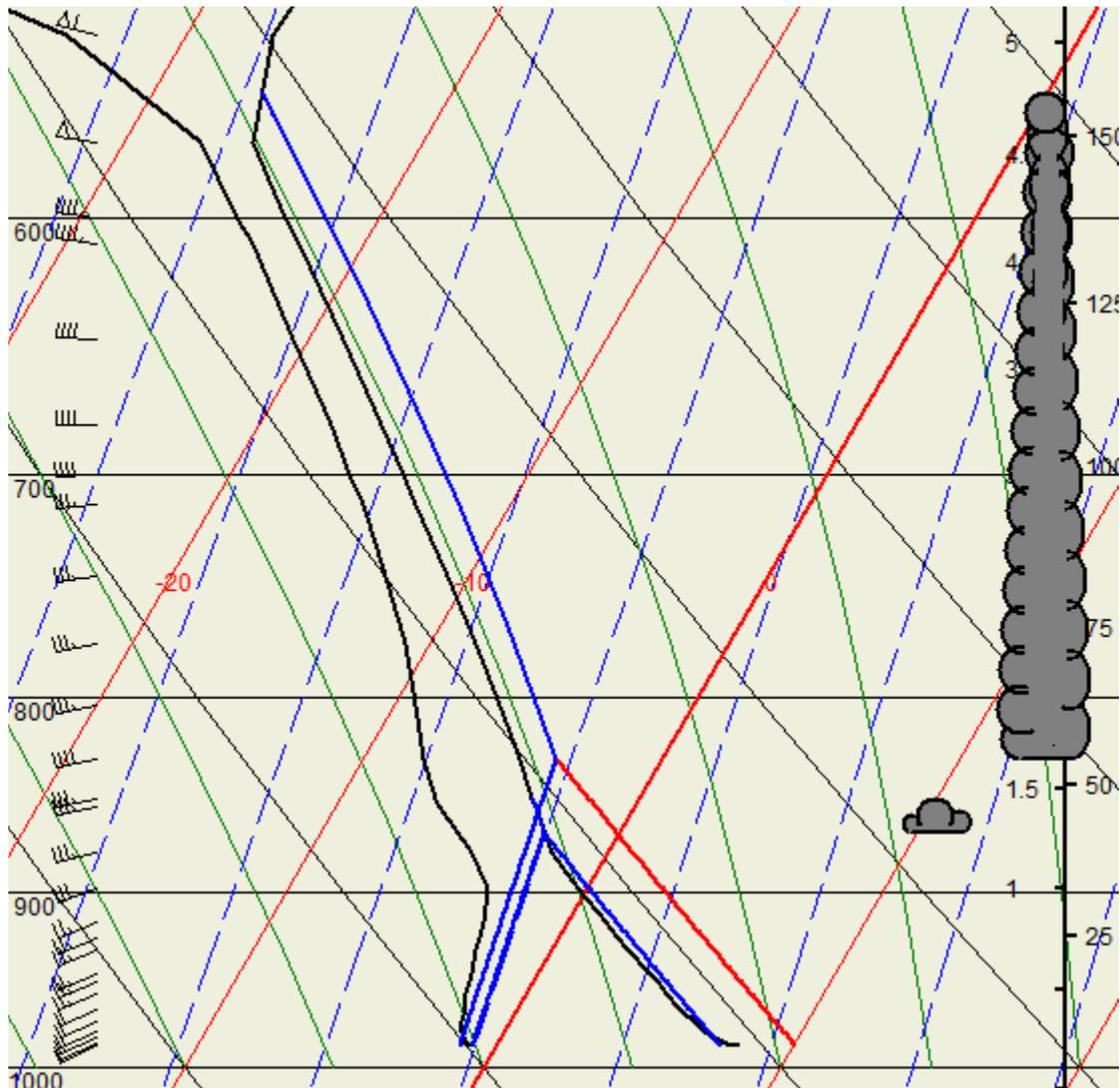
Als Auslösetemperatur bezeichnet man diejenige Temperatur, die Luft in 2 Meter Höhe über Grund erreichen muss, damit sie allein aufgrund ihrer geringeren Dichte (beim Aufstieg im Vergleich zur Umgebungsluft) bis zum Kondensationsniveau aufsteigen kann. In diesem Falle spricht man vom Niveau der freien Kondensation. Die Auslösetemperatur ist von großer praktischer Bedeutung u.a. bei der Vorhersage von Gewittern. Häufig existieren nämlich atmosphärische Schichtungen, die erst dann großflächig konvektiv instabil werden, wenn freie Kondensation (KKN: Kumulus-kondensationsniveau bei freier Konvektion) einsetzt, d.h. also, wenn am Erdboden die Auslösetemperatur erreicht wird. Bei erzwungener Hebung (HKN: Hebungskondensationsniveau) entstehen Quellwolken, wie der Name schon verrät, unter Hebung. Hierzu gibt es mehrere Möglichkeiten: Luftmassen können unter Zwang angehoben werden, wenn sie auf Hindernisse treffen, wie beispielsweise an einem Gebirge, oder über hügeligem Gelände. Aber auch entlang an Kaltfronten, wenn die kalte Luft sich unter einer feuchtlabilen Luftmasse schiebt und diese anhebt. Auch Konvergenzen (zusammenströmen von Luft in Bodennähe) führen zu Hebungsprozessen, da die Luft beim Zusammenströmen nur noch nach oben entweichen kann und die Luftmassen zwangsweise in höhere Schichten getragen werden.



Quelle: Universität Bonn

Um die Auslösetemperatur für den Beginn der Quellbewölkung feststellen zu können, geht man vom Bodentaupunkt entlang der feinen rotgestrichelten Linie (Sättigungsmischungsverhältnis) bis zu dem Punkt, wo sich die Temperaturkurve und die Sättigungsadiabate schneiden. Von dort aus zieht man eine gerade Linie parallel zu einer Trockenadiabate bis zum Boden und liest dort die Auslösetemperatur ab.

Über ein bestimmtes Diagramm (nach Gold) lässt sich auch der Zeitpunkt feststellen, wann die Auslösetemperatur erreicht wird, wird mit der Bildung von Quellbewölkung. Und ab welchem Zeitpunkt sich die Wolken mit steigender Temperatur wieder auflösen können, wenn die Temperatur in einer bestimmten Höhenlage wieder zunimmt, durch eine Höheninversion.



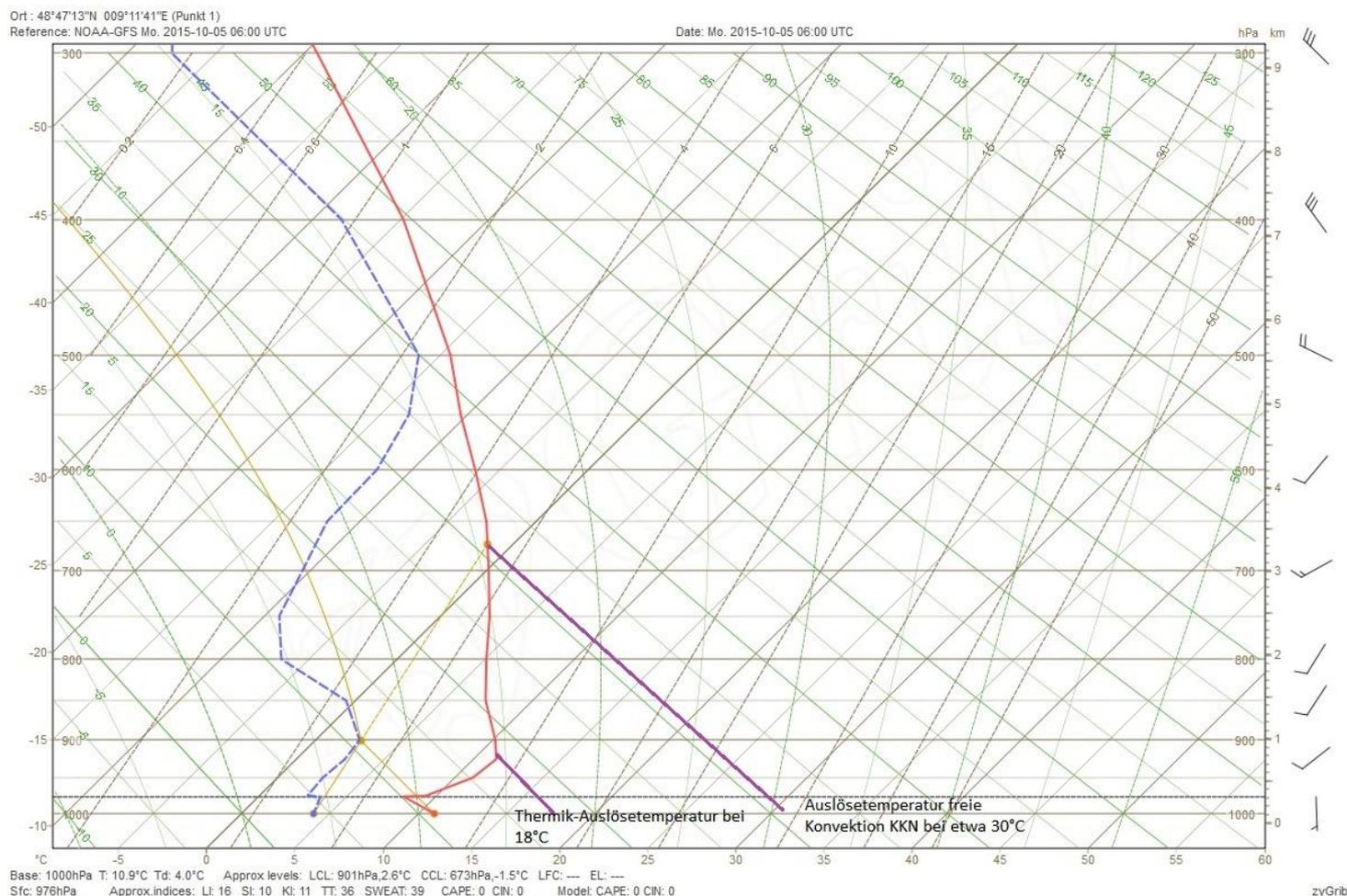
Quelle: PC-MET Deutscher Wetterdienst

Das oben angezeigte Radiosonden Diagramm zeigt die Auslösetemperatur bei etwa 8°C. Das Kondensationsniveau wäre hier in 1300 Metern Höhe. Wäre die Temperatur von 8°C erreicht, könnten bereits erste flache Quellwolken zu sehen sein. Steigt die Temperatur im Laufe des Tages weiter an bis zu ihrem Maximalwert von 10°C, oder wird diese Temperatur gar überschritten, werden die vertikalen Umlagerungen größer und es können sich Cumulus-congestus oder gar Cumulonimbus entwickeln, die Schauer und Gewitter bringen.

Auslösetemperatur Thermik

Eine weitere Auslösetemperatur, die für Ballonfahrer und Segelflieger interessant ist, ist der Beginn der Thermik. Während Ballonpiloten in der morgendlichen, ruhigen und stabilen Luftschicht mit ihrem Ballon fahren und zu Thermikbeginn wieder landen, geht der Flugbetrieb bei den Segelfliegern zu dieser Zeit erst richtig los. Durch die nächtliche Abkühlung entsteht in Bodennähe eine mehr oder weniger starke Inversionsschicht (Temperaturumkehrschicht). Da kalte Luft schwerer ist, wird besonders gegen Morgen hin, die erwärmte Luft des Vortages (da sie leichter ist) in höhere Luftschichten gezwungen, so dass die kalte Luft am Boden zunächst verweilt. Es findet daher kein turbulenter Luftaustausch statt, da sich die Luftmasse in einem stabilen Zustand befindet.

Die Grafik zeigt den Temperaturverlauf. In einem thermodynamischen Diagramm (unten) sucht man die Schnittstelle auf, an der oberhalb der Inversionsschicht die Temperatur wieder abnimmt und zieht entlang der Trockenadiabate parallel dazu eine Linie und liest die Temperatur am Diagramm ab. Dies ist die Temperatur, die benötigt wird, um die Inversion aufzulösen. Ab diesem Zeitpunkt wird die Luft in der Regel turbulent (vertikal) ausgetauscht mit dem Beginn der Thermik.



Beispiel für eine bodennahe Inversionsschicht:

Angenommen sei an einem Sommermorgen eine bodennahe Mischungsschicht bis zu einer Höhe von 400 Metern über Grund. Darüber liegt eine Inversionsschicht mit einer Temperaturzunahme von 10°C/km an der Obergrenze der Inversion. Der fühlbare Wärmefluss von der Erdoberfläche betrage 300 W/m². Berechnet werden soll a) die Temperaturerhöhung pro Stunde und b) der Anstieg der Inversionsgrenze in der Stunde.

$\frac{dT}{dt}$ zeitliche Änderung der Temperatur

p Luftdichte kgm³

cp spezifische Wärmekapazität für Luft bei konstantem Druck $\frac{J}{kg}$

g Schwerebeschleunigung $\frac{m}{s^2}$

dz Höhenänderung

$$\frac{dT}{dt} \int_0^{400m} p cp T dz$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{300 \frac{W}{m^2} \cdot 3600s}{1,25 \frac{kg}{m^3} \cdot 400 m \cdot 1005 \frac{J}{kg}} = 2,14 \frac{^{\circ}C}{h}$$

$$\frac{dz}{dt} = \frac{\frac{dT}{dt}}{\left(\frac{dT}{dz}\right) + \left(\frac{g}{cp}\right)} = \frac{2,14 \frac{^{\circ}C}{h}}{(10 + 9,81)^{\circ}C km} \cdot \frac{1005J}{kg} = 108,5 \frac{m}{h}$$

- a) Die Temperaturerhöhung pro Stunde beträgt 2,14 °C
- b) Die Inversionsuntergrenze liegt nach einer Stunde etwa 108 Meter höher

©Lothar Aeckerle