

Die Feuchttemperatur

Der Begriff der Feuchttemperatur stammt eigentlich von einem Messinstrument für die Luftfeuchte, dem Psychrometer. Dieses Instrument besitzt zwei gleiche Thermometer, wobei eines an seinem Quecksilbergefäß mit einem Gewebedochst überzogen ist, und mit destilliertem Wasser befeuchtet wird. Das andere Thermometer wird trocken gehalten. Bei der Messung werden die Thermometer mittels eines Aspirators zwangsbelüftet. Dadurch wird dem nassen Thermometer Wärme entzogen und es kühl sich ab. Bei der Feuchttemperatur spricht man auch von der Kühlgrenztemperatur. Da die Temperatur so lange sinkt, bis ein Gleichgewicht zwischen der durch die umgebene Luft herangeführten fühlbaren Wärmemenge und der mit dem Wasserdampf abgeführten latenten Wärmemenge erreicht ist. Je nach vorhandener Luftfeuchte verdunstet mehr oder weniger Wasser am feuchten Thermometer. Wenn die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist, kann kein Wasser mehr verdunsten, dann zeigen beiden Thermometer die gleiche Temperatur an. Die relative Feuchte hat dann 100 %.

Ist die Luft dagegen sehr trocken, ist die Verdunstung groß, und die Feuchttemperatur liegt viel tiefer als die Trockentemperatur. Sie kann aber prinzipiell nicht unter den Taupunkt sinken. Die Feuchttemperatur befindet sich immer zwischen der gemessenen Temperatur und dem Taupunkt.

Ein Beispiel zur Bestimmung der Luftfeuchte mit dem Psychrometer:

Ausgangswerte:

Temperatur	17°C
Sättigungsdampfruck des trockenen Thermometers	19,4 hPa
Gemessene Feuchttemperatur	11°C
Temperatur-Differenz	6 K
Luftdruck am Messort	1015,6 hPa
Sättigungsdampfdruck des feuchten Thermometers bei 11°C	~13,1 hPa
Psychrometer Koeffizient	$6,53 \cdot 10^{-4}$ (feuchtes Thermometer)
Psychrometerkoeffizient	$0,570 \cdot 10^{-3}$ (für vereiste Thermometer)

Zunächst muss mittels der Psychrometer Gleichung nach Sprung (deutscher Meteorologe 1848 -1904) der Dampfdruck in hPa bestimmt werden:

$$e = Ef - Cps \cdot p(T - Tf)$$

Einsetzen der Variablen:

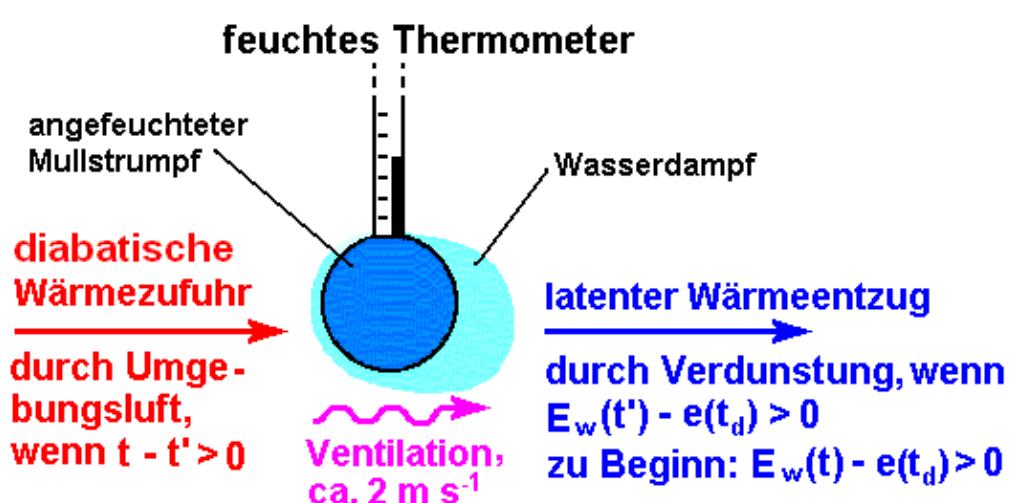
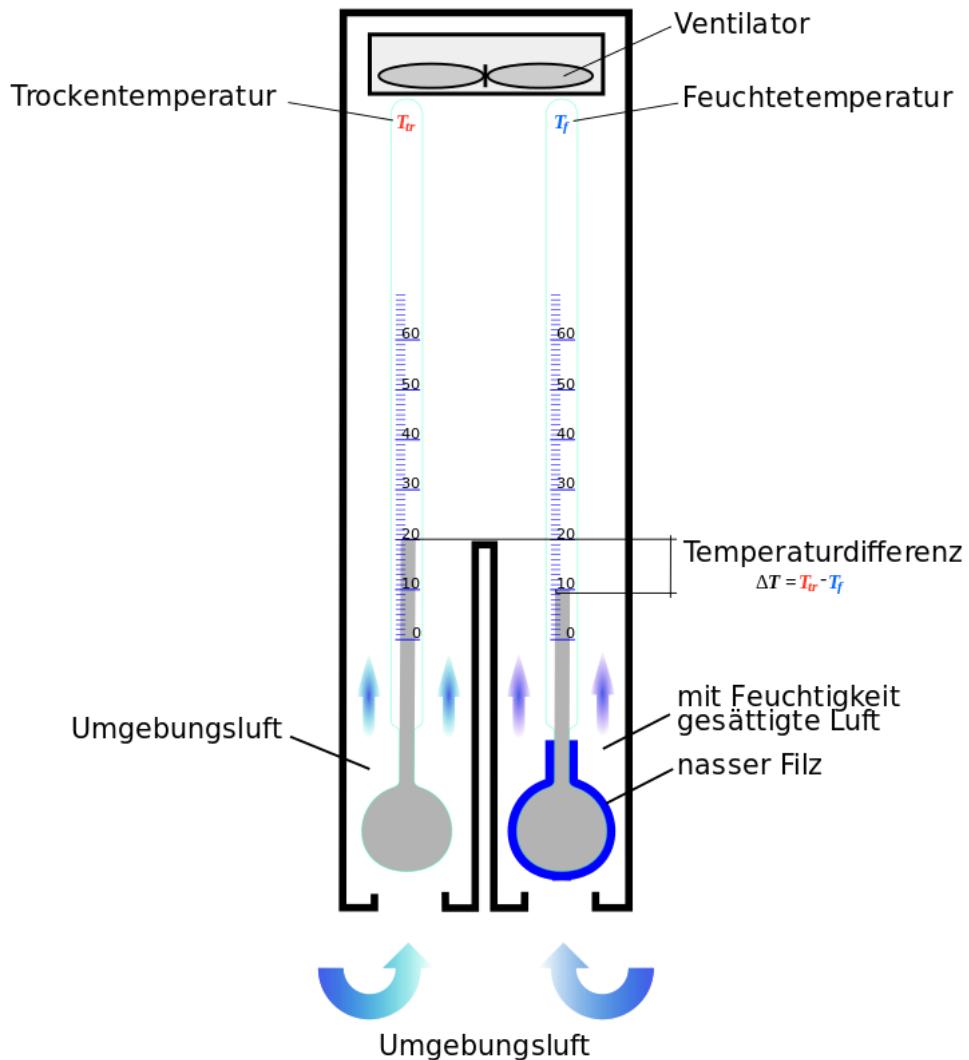
$$e = 13,1 \text{ hPa} - 6,53 \cdot 10^{-4} \cdot 1015,6 \text{ hPa} \cdot \Delta 6 \text{ K} = 9,1 \text{ hPa}$$

Der Dampfdruck ist somit 9,1 hPa

Die relative Feuchte errechnet sich....

$$frF = \frac{9,1 \text{ hPa}}{19,4 \text{ hPa}} \cdot 100 = 46,9 \%$$

Prinzip der Psychrometermessung



t : Temperatur der Umgebungsluft

t' : Feuchttemperatur

$e(t_d)$: Dampfdruck der Luft

$E_w(t)$: Sättigungsdampfdruck der Luft bei der Temperatur t

$E_w(t')$: Sättigungsdampfdruck der Luft bei der Feuchttemperatur t'

Feuchttemperatur zur Bestimmung der Schneefallgrenze

Die Feuchttemperatur spielt nicht nur bei der Berechnung der Feuchte eine wesentliche Rolle. Bedeutsamer ist sie in der Funktion des Niederschlags. Ob es Regen, Schnee oder Graupel gibt, oder gar Eiskörner oder Hagel vom Himmel fällt, hängt entscheidend von der Feuchttemperatur ab. Die 0°C Grenze der Feuchttemperatur wird als WBZ (Wet-Bulb – Zero) bezeichnet. Die 0°C Grenze der Temperatur ist nicht mit der Schneefallgrenze gleichzusetzen. Dies gilt nur im gesättigten Zustand. Also wenn beide Temperaturen um den Gefrierpunkt liegen. Für die Schneefallgrenze ist immer die 0°C Grenze der Feuchttemperatur entscheidend.

Die Abkühlung der Luft kann dazu führen, dass Regen in Schnee übergehen kann, wenn die Feuchttemperatur unter 0°C liegt und die Lufttemperatur durch die Verdunstung entsprechend absinkt. Andererseits steigt die Feuchttemperatur durch die Verdunstung an, so dass eine gewisse Kompensation eintritt und es von den Verhältnissen abhängt, welcher Vorgang den Ausschlag gibt.

Die Wahrscheinlichkeit, dass fallender Schnee den Boden erreicht, ist sehr hoch, wenn also die Feuchttemperatur am Boden 0°C oder weniger beträgt. Das wäre der Fall, wenn im Winter an einem Regentag, die Luft zunehmend trockener würde und die Feuchttemperatur die 0°C Grenze erreicht. In welcher Form nun der Niederschlag am Boden ankommt, liegt auch an der Feuchte. Ist die Differenz von Temperatur und Taupunkt sehr klein (Feuchttemperatur liegt ja immer zwischen den beiden Temperaturen) bei fast gesättigtem Zustand und liegen diese Temperaturen zwischen 0,5 und 1°C, so fällt der Niederschlag meist als Schneeregen.

Als Erfahrungswerte für das Flachland kann gelten:

WBZ über 900m: Fast immer Regen, Schnee selten

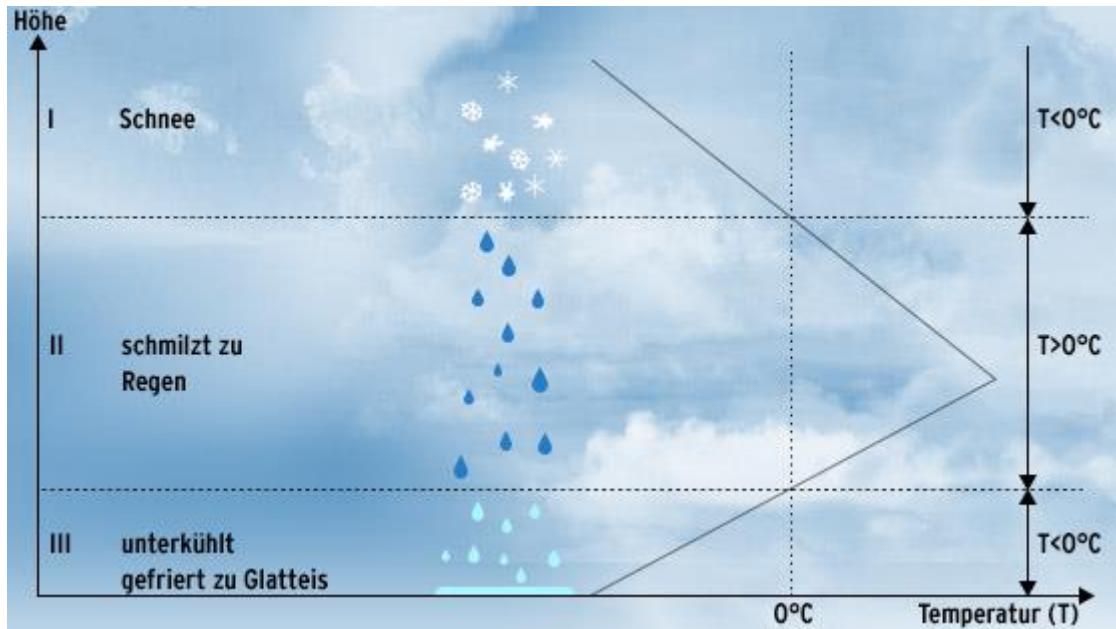
WBZ 600-900m: Meistens Regen, Schnee wenig wahrscheinlich

WBZ 300-600m: Regen geht leicht in Schnee über

WBZ unter 300m: Meistens Schnee

Diese Angaben gelten nicht bei Zufuhr von Warmluft in der Höhe, wie bei einer Warmfront.

Grafik: Entstehung des gefrierenden Regens



Das Abschmelzen von Hagel beginnt, wenn die Temperatur über 0°C ansteigt. In der Praxis wird auch die Höhe der 0° -Feuchttemperatur als Kriterium für die Abschätzung der Hagelgröße am Boden benutzt. Das betrifft nicht die Entstehung des Hagels, sondern nur das Ausmaß des Abschmelzens. Deshalb gelten die Ergebnisse für die Hagelgröße, die sich auf den Erdboden beziehen, keineswegs für Flugzeuge in der Luft.

Ebenso wie großer Hagel treten auch Tornados und extremen Böen (fast) nur mit bestimmten WBZ-Höhen auf. In einer Literaturquelle finden sich folgende Angaben:

90% aller Hagelfälle treten bei einer WBZ zwischen etwa 1525 und 3660m auf. Außerhalb dieses Bereichs ist nur mit kleinem Hagel (deutlich unterhalb von 1 cm) zu rechnen.

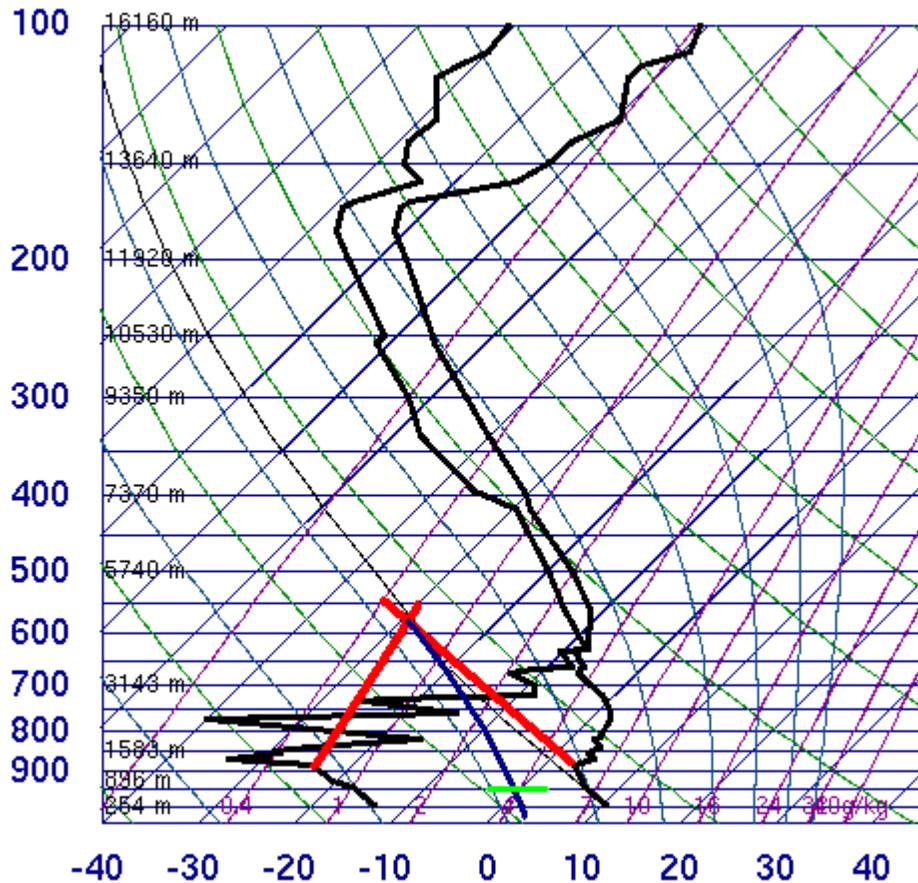
Großer Hagel vom über 2.5 cm tritt fast nur bei einem Höhenbereich der WBZ von 2135 bis 3355m auf (Mittelwert 2745m). Bei großem Hagel lag die WBZ bei 2135 bis 2745m, also eher in der unteren Hälfte der Spanne.

Das Auftreten von Böen über 50 kt. ($> 90\text{km/h}$, Bft 10) ist sinngemäß mit dem gleichen Höhenbereich der WBZ verbunden wie der Hagel. Das Auftreten von Tornados hat ebenfalls ein ausgeprägtes Maximum bei WBZ-Höhen von 2135 bis 2745m.

Wet-Bulb Zero

(Nullgradgrenze der Feuchttemperatur relevant für Hagelgröße und Schneefallgrenze)

10739 Stuttgart



12Z 27 Jan 2008 University of Wyoming

Bestimmung des Wet-Bulb-Zero

Von beliebiger Höhe wird das Kondensationsniveau konstruiert, anschließend geht man vom (fiktiven) Kondensationsniveau der Feuchtadiabaten nach unten, bis man die Nullgrad-Isotherme schneidet. Am Schnittpunkt liegt das WBZ. In diesem Beispiel fielen sogar bei +8 bis +10°C Eiskörner, Schnee und Schneeregen. Für signifikanten Hagel (> 2 cm) liegt das WBZ zwischen 2,2 und 3,2 km (Quelle: NWS Glossary). Für Schnee in Bodennähe. Für Graupel einige 100 m über dem Boden (unterhalb des WBZ schmelzen die Flocken, werden kurzzeitig durch die trockene Luft teilweise verdunstet, die entzogene Wärme führt daraufhin zum Anfrieren des Wasserfilms)

Faustformel zur Bestimmung der Schneefallgrenze, falls die Feuchttemperatur am Boden bekannt ist:

$$\Delta h = \frac{(tf - 1)[^\circ C]}{0,6 \left[\frac{^\circ C}{m} \right]} \cdot 100$$

Aber auch über die Äquivalent-Temperatur lässt sich die Schneefallgrenze annähernd bestimmen.

$$SFG = \left(83,3 \cdot \theta e \cdot \left[\frac{m}{^\circ C} \right] \right) - 1000 [m] + H$$

Beispiel: Bei einer Äquivalent-Temperatur von 30°C, und einer Stationshöhe von 256 m NN liegt die Schneefallgrenze nach der oben benannten Formel bei 1755 m.

In der Praxis kann die Feuchttemperatur auch zur Berechnung der abgelagerten Raureifmenge an den Oberflächen von Ästen, Zweigen, Zäunen, Grashalme usf. herangezogen werden. Dabei fließt der Wasserdampf zu diesen Oberflächen, und die bei der Sublimation zu feinen Eiskristallen freiwerdende latente Wärme wird durch negative Energieströme abtransportiert.

Über das folgende Beispiel soll dies gezeigt werden:

Ein Wintertag mit einer Feuchttemperatur von -5°C und einer Windgeschwindigkeit von 2 m/s und einer Wärmeübergangszahl von a) 42 W/m² und b) 1000 W/m². Wobei die Wärmeübergangszahl abhängig von der Windgeschwindigkeit und dem Durchmesser des angestromten Körpers ist. Die Wärmeübergangszahl berechnet sich nach der Formel:

$$aL = 30 \sqrt{\frac{u}{d}} \frac{W}{m^2} K$$

u Windgeschwindigkeit in m/s

d Durchmesser des angestromten Gegenstandes

Der angestromte Gegenstand soll einen Durchmesser a) d = 1cm und b) d= 20μm und eine Dampfdruckdifferenz von 6 hPa haben.

aL Wärmeübergangszahl [W/m² K]

cp spezifische Wärmekapazität [J/kg K]

ΔEw Dampfdruck-Differenz [hpa]

$$a_L = \frac{0,622}{cp \left[\frac{J}{kg} K \right]} \Delta E_w [hPa]$$

$$d 1\mu m = 42 \frac{W}{m^2 K} \cdot \frac{0,622}{1005 \left[\frac{J}{kg} K \right]} \Delta 6 [hPa] = 0,155 g/cm^2$$

$$d 20\mu m = 1000 \frac{W}{m^2 K} \cdot \frac{0,622}{1005 \left[\frac{J}{kg} K \right]} \Delta 6 [hPa] = 3,7 g/cm^2$$

Dieses Ergebnis verdeutlicht den Reifansatz: Je dünner ein Gegenstand ist, desto mehr Reif kann sich darauf absetzen.



© Lothar Aeckerle