



UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Leitfaden der Wetterkunde

Börnstein, Richard

Braunschweig, 1901

Dynamische Erwärmung und Abkühlung, stabiles, convectives, labiles
Gleichgewicht der Luft.

[urn:nbn:de:hbz:466:1-77440](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hbz:466:1-77440)

Emporsteigen unter geringeren Druck kommt und sich demgemäss ausdehnt, so leistet die Expansivkraft eine gewisse Arbeit, die als Energieverlust oder Wärmeverbrauch mit Abkühlung verbunden ist. Wenn umgekehrt Luft herabsinkt, unter grösseren Druck kommt und auf einen kleineren Raum zusammengedrückt wird, so nimmt ihr Ausdehnungsbestreben zu, ihr Energievorrath wird vermehrt, es entsteht Erwärmung. Diese als dynamische Abkühlung oder Erwärmung bezeichnete Temperaturänderung beträgt $0,99^{\circ}$ beim Auf- oder Absteigen der Luft um je 100 m. Ist nun die Temperaturabnahme nach oben in der ruhenden Atmosphäre geringer als $0,99^{\circ}$ auf 100 m (was meistens zutrifft), so sagt man, die Luft sei in stabilem Gleichgewicht; denn wenn eine Luftmasse jetzt wärmer (oder kälter) als ihre Umgebung ist und deswegen zu steigen (oder zu sinken) beginnt, so erreicht sie in einer gewissen Höhe Luft der eigenen Temperatur, und die Bewegung hört auf. Beträgt die Temperaturabnahme in der Atmosphäre gerade $0,99^{\circ}$ auf 100 m, so heisst dieser Zustand „adiabatisch“ oder auch indifferentes (convectives) Gleichgewicht. Das etwa vorhandene Bestreben einer Luftmasse, zu steigen oder zu sinken, wie es aus Temperaturdifferenz gegen die Umgebung entspringt, wird bei dieser Temperaturvertheilung nicht durch Steigen oder Sinken geändert. Ist eine Luftmasse irgendwo im Gleichgewicht, so wird sie es auch sein, nachdem man sie in eine beliebige andere Höhe gebracht hat. Wenn ferner die Temperatur der Atmosphäre um mehr als $0,99^{\circ}$ auf 100 m nach oben hin abnimmt, so muss eine nach oben oder unten in Bewegung gebrachte Luftmasse mit immer steigender Kraft sich bewegen, denn je weiter sie kommt, um so mehr weicht ihre Temperatur von derjenigen der Umgebung ab. Ist sie wärmer als die umgebende Luft, so wird sie es im Aufsteigen noch mehr; ist sie kälter als die Umgebung, so wird sie es im Absteigen noch mehr, und jede einmal eingeleitete verticale Bewegung wächst von selbst. Dieser Zustand heisst labiles Gleichgewicht. Ein freiwilliges Auf- und Absteigen der Luft ohne äusseren Anstoss kann erst stattfinden, wenn das specifische Gewicht der oberen Schichten grösser als dasjenige der unteren ist. Hierzu gehört eine Temperaturänderung in der Atmosphäre von $3,42^{\circ}$ auf 100 m. Bei Erwägungen dieser Art pflegt man nach v. Bezold (31) als potentielle Temperatur einer Luftmasse diejenige zu bezeichnen, welche die Luft annehmen würde, wenn sie ohne Zu- oder Ableitung von Wärme auf den Druck von 760 mm Quecksilberhöhe gebracht würde. Der Einfluss des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes ist hier noch nicht berücksichtigt worden.

Wie wir oben sahen, ist die Einwirkung des Bodens auf die Temperatur der jeweils unten befindlichen Luftmassen verschieden je nach dem Sinne der Wärmebewegung. Abkühlung des Bodens theilt sich der Luft unbegrenzt mit, Erwärmung dagegen nur so lange, bis der aufsteigende Luftstrom die erwärmte Luft wegführt, und kältere an ihre

Stelle tritt. Im Durchschnitt folgt daraus eine niedrigere Temperatur der unteren Luftschichten, als sie ohne Bewegung haben würden, und es entspricht dieser Erwägung, dass die Gebirge als Theile des Bodens, welche in die Atmosphäre hineinragen, erkältend auf die benachbarte Luft wirken. Darum scheint an Gebirgsstationen das verticale Temperaturgefälle grösser als in den gleichen Schichten der freien Atmosphäre. Für Gebirge fand Hann (15), wie oben erwähnt, durchschnittlich $0,57^{\circ}$ Abkühlung auf 100 m, in den untersten 3000 m der Atmosphäre betrug bei den Luftfahrten die entsprechende Zahl nur 0,50 bis $0,54^{\circ}$.

Noch deutlicher erscheint die abkühlende Wirkung des Bodens bei der sogenannten Temperaturumkehr (Inversion), d. h. wenn die Luft am Boden kälter ist als darüber. In klaren Nächten und namentlich zur Winterszeit tritt dieser Zustand sehr häufig ein und erstreckt sich je nach der Stärke der Bodenerkaltung mehr oder minder hoch hinauf. Es kann auf solche Art geschehen, dass in Frostnächten die Baumwipfel verschont bleiben, während die unteren Zweige und die Gesträuche erfrieren. Es kann unter entsprechenden Witterungsverhältnissen aber auch geschehen, dass die Inversion bis 3000 m hinaufreicht. Aehnlich wie der Erdboden vermag auch die obere Grenzfläche einer Wolke sich abzukühlen und dann in der darüber liegenden Luft Erkaltung und Inversion zu erzeugen. Eine solche Erscheinung beobachtete Berson (32) gelegentlich einer Ballonfahrt in nahezu 8000 m Höhe.

Derselbe Forscher berechnet aus den bei 75 Luftfahrten gemessenen Temperaturen folgende Mittelwerthe für die verschiedenen Höhen und Jahreszeiten:

Höhe m	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Erde	—	—	—	—	10,4 ⁰
1000	— 0,6 ⁰	2,5 ⁰	11,0 ⁰	5,4 ⁰	5,4
2000	— 5,1	— 2,1	5,3	1,6	0,5
3000	— 10,8	— 8,6	0,9	— 2,6	— 5,0
4000	— 14,6	— 14,5	— 5,0	— 7,7	— 10,3
5000	—	—	—	—	— 16,6
6000	—	—	—	—	— 24,2
7000	—	—	—	—	— 29,4
8000	—	—	—	—	— 38,3
9000	—	—	—	—	— 46,4

Ueber 4000 m hinaus konnten Mitteltemperaturen der einzelnen Jahreszeiten nicht berechnet werden, weil die Zahl der in solchen Höhen gewonnenen Messungen zu gering ist. Es fanden insgesamt nur 11 Fahrten bis zu 6000 m, 5 bis zu 7000 m und nur 2 bis 8000 m Höhe statt. Bemerkenswerth ist, dass in der Höhe der Herbst merklich wärmer