



UNIVERSITÄTS-  
BIBLIOTHEK  
PADERBORN

## **Leitfaden der Wetterkunde**

**Börnstein, Richard**

**Braunschweig, 1901**

Isothermen. Temperaturschwankung, abhängig von der geographischen  
Breite,

---

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

bis 0,75 und scheint von der geographischen Breite nicht merklich abzuhängen. Wohl aber erwies sich die Bewölkung als einflussreich, denn wie Süring (14) gezeigt hat, ist der Temperaturunterschied zwischen Berg und Thal an heiteren Tagen durchschnittlich viel geringer als an trüben, weil die bei klarem Himmel Morgens eintretende Temperaturumkehr (Herabfliessen der kalten, schweren Luft in das Thal) der unteren Station Kälte, der oberen Wärme zuführt. Wesentlich geringer als im Gebirge ist die Wärmeabnahme mit der Höhe in allmählich anschwellenden Erhebungen, die mit den wärmespendenden Bodenschichten eine breitere Verbindung haben. Hier liegt nach Hann (15) die Aenderung der Temperatur auf 100 m näher an 0,4 als an 0,5°.

In Taf. I am Schluss des Buches ist die Vertheilung der durchschnittlichen Jahrestemperatur über die Erde durch eine Darstellung der Isothermen ersichtlich gemacht. Es sind dies Linien gleicher mittlerer Jahrestemperatur, die von A. v. Humboldt zuerst angewendet wurden, und die auf unserer Figur die Wirkungen der Meeresströmungen sowie auch der Bodenerhebungen erkennen lassen. Denn ohne solche Wirkung müssten die Isothermen mit den Parallelkreisen zusammenfallen.

Wenden wir uns nunmehr zur Grösse der Temperaturschwankung (der sog. Amplitude) im jährlichen und täglichen Gange, so sind dafür theilweise die gleichen Ursachen maassgebend, welche wir bei der Betrachtung des Jahresmittels bereits kennen gelernt haben. In erster Linie kommt die geographische Breite in Betracht und die von ihr abhängige Dauer der Bestrahlung. Aus der wechselnden gegenseitigen Stellung der Erde und der Sonne folgt, dass die Tage im Sommer länger, im Winter kürzer als die Nächte sind, und dass dieser Unterschied, der am Aequator gleich Null ist, mit der geographischen Breite zunimmt. Am Aequator kommt die jährliche Temperaturschwankung nur durch den Wechsel der Sonnenhöhe zu Stande. Je weiter aber vom Aequator entfernt ein Ort liegt, um so länger sind seine Sommertage und Winternächte, um so kürzer seine Sommernächte und Wintertage, und um so grösser erweist sich der Unterschied der Wärmemengen, welche dem Boden im Sommer und im Winter zugestrahlt werden. Demgemäss sehen wir in den auf S. 12 und 13 mitgetheilten Tabellen den Unterschied zwischen der Januar- und Julitemperatur mit wachsender geographischer Breite erheblich zunehmen, und ebenso auf der Zeichnung Taf. II und III, welche die Januar- und Juliisothermen von Europa darstellt, den Unterschied beider Zahlen nach Norden hin wachsen. Wie sehr die Tageslänge auch bei geringer Mittagshöhe der Sonne von Einfluss ist, zeigt eine Berechnung der am längsten Tage dem Boden zugeführten Wärme. Setzt man nämlich die grösste Strahlenmenge, welche ein am Aequator liegender Ort erhalten kann, nämlich diejenige vom 20. März, gleich 1000, so beträgt nach Chr. Wiener (16) am 21. Juni die dem Boden eines Ortes zugeführte Strahlung

am Nordpol . . . . .	1203
in 62° nördlicher Breite . . . . .	1092
in 43 $\frac{1}{2}$ ° " " . . . . .	1109
am Aequator . . . . .	881
in 66 $\frac{1}{2}$ ° südlicher Breite . . . . .	0

Der Nordpol erhält an diesem Tage also um über 20 Proc. mehr Wärme als ein Ort des Aequators an seinem heissesten Tage. Und es giebt überhaupt im Sommer des Nordpols eine Zeit von 56 Tagen, an welchen dort die Strahlung stärker ist als gleichzeitig an irgend einem anderen Punkte der Erde. Von dieser grossen Wärmemenge wird freilich ein sehr erheblicher Theil zum Schmelzen des in der kalten Jahreszeit entstandenen Eises verwendet, und in polaren Gegenden kann darum die Temperatur des Bodens, wenigstens soweit er mit Schnee oder Eis bedeckt ist, nicht über 0° steigen.

Einen sehr wesentlichen Einfluss auf die Grösse der Temperaturschwankung übt ferner das Wasser aus, und zwar sowohl wegen seiner grossen specificischen Wärme, als auch durch Verdampfen und Condensiren. Unter specificischer Wärme eines Körpers versteht man diejenige Wärmemenge, welche einem Kilogramm desselben zugeführt werden muss, um seine Temperatur von 0 auf 1° C. zu erhöhen. Setzt man, wie gewöhnlich, die specificische Wärme des Wassers gleich 1, so ist diejenige der festen Erdoberfläche etwa 0,2, d. h. ein Kilogramm trockenen Bodens braucht, um von 0 auf 1° erwärmt zu werden, nur etwa ein Fünftel derjenigen Wärmemenge, die für die gleiche Temperaturerhöhung eines Kilogramms Wasser erforderlich ist. Bedenkt man aber, dass die Strahlung nicht gleichen Gewichtsmengen, sondern gleichen Raumtheilen die nämlichen Wärmemengen zuführt, so kommt in Betracht, dass der trockene Erdboden zu einer Temperaturerhöhung etwa 0,6 von derjenigen Wärmemenge braucht, welche für die gleiche Temperaturerhöhung eines ebenso grossen Volumens Wasser nöthig ist. Das Wasser wird also durch Zuführung der gleichen Wärmemenge sehr viel weniger erwärmt, und umgekehrt durch Fortführung der gleichen Wärmemenge auch sehr viel weniger abgekühlt als der trockene Erdboden.

Noch stärker als durch seine grosse specificische Wärme wirkt das Wasser ausgleichend auf die Temperatur durch die Vorgänge, welche bei jeder Aenderung des Aggregatzustandes stattfinden. Zur Ueberführung von Wasser in Dampf wird Wärme verbraucht, sie wird gebunden (latent), und umgekehrt wird die gleiche Wärmemenge bei der Verwandlung des Dampfes in Wasser wieder frei. Diese Menge beträgt ungefähr 600 Calorien, d. h. um ein Kilogramm Wasser in Dampf von der gleichen Temperatur zu verwandeln, ist etwa 600mal so viel Wärme erforderlich, als zur Erwärmung der gleichen Wassermenge um 1°. Genauer beträgt diese Verdampfungswärme des Wassers nach Regnault (17):

bei 0° . . . . .	606,5 Cal.	bei 20° . . . . .	592,6 Cal.
" 10° . . . . .	599,55 "	" 30° . . . . .	585,65 "