



UNIVERSITÄTS-  
BIBLIOTHEK  
PADERBORN

## **Leitfaden der Wetterkunde**

**Börnstein, Richard**

**Braunschweig, 1901**

vom Wassergehalt des Bodens,

---

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

|  |      |
|--|------|
| 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 "   |



Wird einem Gewässer Wärme zugeführt, so dient ein Theil derselben zur Verdampfung und wirkt gar nicht auf die Temperatur; wird umgekehrt einer Wasserfläche Wärme entzogen, so beginnt auch die darüber befindliche Luft sich abzukühlen, und ein Theil des darin enthaltenen Dampfes condensirt sich zu Wasser unter Freiwerden einer entsprechenden Menge latenter Wärme, so dass die weitere Abkühlung verlangsamt wird.

Endlich ist noch zu erwähnen, dass die Sonnenstrahlen den festen Boden nur an der Oberfläche treffen, in Wasser aber eindringen. Es wird also auch den tieferen Wasserschichten noch Strahlungswärme zugeführt, und demgemäss die Oberfläche um ebenso viel weniger erwärmt.

Aus allen diesen Gründen sind in wasserreichen Gegenden die Temperaturschwankungen (sowohl jährliche wie tägliche) viel geringer als in trockenem. Das Seeklima zeichnet sich vor dem Binnenklima

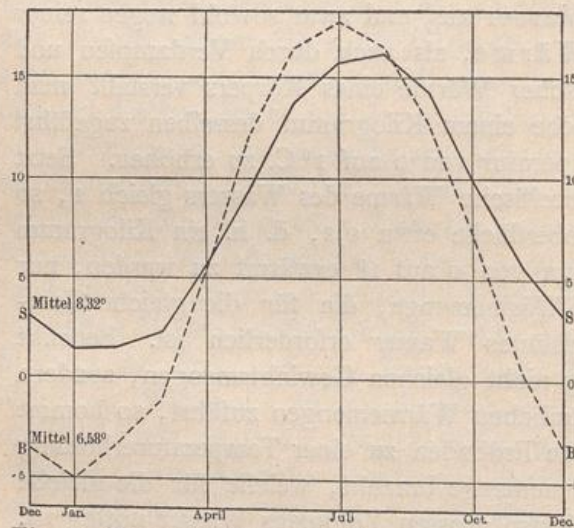


Fig. 3. Jährlicher Gang der Temperatur in Helgoland (S) und Klaussen (B).

durch grössere Gleichmässigkeit und verminderte Gegensätze aus, daneben auch durch etwas späteres Eintreten der Extreme. Unter sonst gleichen Verhältnissen, also namentlich in gleichen Breiten, ist das Land im Sommer wärmer und im Winter kälter als das Meer. Ein treffliches Beispiel für das Seeklima bietet uns Helgoland, dessen jährlicher Temperaturgang in Fig. 3 neben demjenigen der im ostpreussischen Binnenlande gelegenen Station Klaussen dargestellt ist. Beide Orte haben ungefähr die gleiche geographische Breite, dabei aber ganz verschiedene Wärmeverhältnisse. Helgoland verdankt dem Golfstrom seine hohe Jahrestemperatur und dem Seeklima die geringe jährliche Schwankung, welche nur  $14,7^{\circ}$  beträgt, während die letztere im Binnenklima von Klaussen auf  $22,8^{\circ}$  wächst. In den Monaten November bis Januar sind die wegen „milden“ Klimas bekannten Orte Bozen, Meran, Montreux und Lugano kühler als Helgoland [Kremser (18)], wo das maritime Klima den Sommer kühler und den Winter milder, die Tage weniger warm und die Nächte weniger kalt werden lässt als im Binnenlande.

Nach v. Neergard (19) kann man in klaren Frühjahrsnächten Wiesen gegen Bodenfrost dadurch schützen, dass man sie Abends mit einer Wasserschicht bedeckt, welche Morgens, wenn auf die kalte Nacht ein warmer Tag folgt, wieder abgelassen ist.