



UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Leitfaden der Wetterkunde

Börnstein, Richard

Braunschweig, 1901

von Meeresströmungen (Voraussagung von Pettersson und Meinardus),
von der Seehöhe

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

Geographische Breite		Mitteltemperatur		Strahlungs- summe
Sinus	Winkel	N	S	
1,0	90 ⁰	— 20,0 ⁰	—	151,6
0,9	64 ⁰ 9'	— 3,7	—	192,0
0,8	53 8	3,3	3,9	237,5
0,7	44 26	10,6	9,0	272,0
0,6	36 52	16,1	13,6	298,5
0,5	30 0	20,3	18,5	321,0
0,4	23 25	24,1	21,5	337,5
0,3	17 28	26,1	23,5	350,0
0,2	11 32	26,4	24,7	358,8
0,1	5 44	26,2	25,6	364,5
0,0	0	25,9	25,9	365,24

deren Mitteltemperatur sehr merklich. Diesem Umstande ist z. B. die hohe Jahrestemperatur von Helgoland (8,3⁰) zuzuschreiben, während Königsberg, obgleich in nahezu derselben geographischen Breite liegend, um fast 2⁰ kälter (6,6⁰) ist.

Die Wirkung des Golfstromes auf klimatische Verhältnisse ist neuerdings von Pettersson (11) untersucht worden, welcher fand, dass in gewissen Jahren Intensität und Richtung des Golfstromes Schwankungen aufwies, die wiederum mit dem Eintritte kalter oder warmer Winter in Nordeuropa zusammenfielen. Ferner zeigten die Temperaturverhältnisse des Meerwassers und die hiermit in naher Beziehung stehenden Lufttemperaturen der Küstenorte gleichartigen Verlauf in den Monaten Juli bis September, und andererseits auch in den Monaten December bis April, so dass dort der Wärmecharakter des Sommers schon im Juli, der des Winters im December erkennbar ist. Im Anschlusse hieran hat Meinardus (12) nachgewiesen, dass der Temperaturcharakter, welcher bei Beginn des Winters in Norwegen (Christiansund) herrscht, am Schlusse des Winters und im Beginne des Frühlings in Mitteleuropa zum Ausdrucke kommt. Wenn in Norwegen November und December kälter (resp. wärmer) sind als im Vorjahre, so sind wahrscheinlich in Deutschland die Monate Januar bis März gleichfalls kälter (resp. wärmer) als im Vorjahre. Diese Wahrscheinlichkeit beträgt an den deutschen Küsten 85 bis 88 Proc., im Binnenlande weniger.

Endlich ist für die mittlere Jahrestemperatur eines Ortes noch die Höhenlage wesentlich, denn je weiter der Ort von den warmen Erdschichten der Tiefe entfernt liegt, um so weniger Wärme kann ihm von dort zukommen. Aus zahlreichen und an den verschiedensten Orten angestellten Vergleichen zwischen Berg und Thal berechnet Hann (13), dass vom Aequator bis zu etwa 60⁰ nördlicher Breite im Gebirge durchschnittlich die Temperatur auf je 100 m Erhebung um etwa 0,57⁰ sinkt. Diese Abnahme beträgt in einzelnen Gegenden weniger als 0,5, in anderen

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