Zeitschrift: Tätigkeitsbericht der Naturforschenden Gesellschaft Baselland
Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Baselland
Band: 3 (1904-1906)

Artikel: Ergebnisse elfjähriger Beobachtungen der Bodentemperatur in Buus
Autor: Bührer, W.
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-676497

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 16.12.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Wissenschaftliche Arbeiten.

Ergebnisse elfjähriger Beobachtungen der Bodentemperatur in Buus.

Von W. Bührer, Pfr.

Die Temperatur der Erdoberfläche in verschiedenen Tiefen zu messen bietet mehrfaches Interesse. Vor allem ist es für biologische Forschungen wichtig, die verschiedene Beschaffenheit des Bodens sowohl, als auch die Wärmeverhältnisse desselben kennen zu lernen. Es hat darum auch bei uns in der Schweiz die Zentralanstalt für forstliches Versuchswesen sich mit Messung der Bodentemperaturen befaßt und zu diesem Zwecke zunächst auf ihrer großartig eingerichteten Versuchsstation auf dem Adlisberg bei Zürich die nötigen Vorkehrungen getroffen. Daneben wurden noch anderweitig Stationen für Messungen der Bodentemperatur errichtet, so im Jahre 1889 Haidenhaus im Kanton Thurgau, sowie im Jahre 1893 die Stationen Sils-Maria im Oberengadin, 1810 m über Meer gelegen, Ingenbohl im Kanton Schwyz am östlichen Fuße des Rigi in 471 m Meereshöhe, auf Rigi-Scheidegg in 1665 m über Meer und endlich noch auf Rigi-Klösterli. An den letzten 3 Stationen wurden jedoch die Beobachtungen der Bodentemperaturen mit dem Jahre 1895 bezw. 1896 wieder eingestellt. Im Jahre 1895 trat hingegen als weiterer Beobachtungsposten die meteorologische Station in Buus hinzu, wo seither, wie auf dem Adlisberg, in Haidenhaus und Sils-Maria die Beobachtungen bis auf den heutigen Tag weitergeführt worden sind.

Von Wichtigkeit sind nämlich solche Beobachtungen auch für die Meteorologie. Wir können den Gang der Temperatur in der Atmosphäre erst dann recht verstehen, wenn wir die Erwärmung und Abkühlung der Erdoberfläche, und zwar sowohl der flüssigen, als auch der festen kennen. Die Erwärmung der untern Luftschichten erfolgt vom Boden her und ist somit nur indirektes Ergebnis der Sonnenstrahlung, von welch' letzterer nach aktinometrischen Messungen etwa 60 % in der Atmosphäre absorbiert werden. Der Rest geht ungehindert durch die diathermane Luft hindurch, erwärmt die Erdoberfläche und von dieser aus durch Leitung die untersten Schichten der Atmosphäre. Bis zu welcher Höhe sich dieser Einfluß geltend macht, läßt sich zur Zeit noch nicht genau bestimmen. Die Erforschung der höheren Luftschichten mittels Ballons und Drachen haben dargetan, daß schon in einer Höhe von 1 km über dem Erdboden die täglichen Temperaturschwankungen der freien Atmosphäre ganz gering sind.

Die der Erdoberfläche zugeführte Sonnenwärme wird aber auch in die Tiefe geleitet und auch da erhebt sich die Frage: Wie weit reicht diese Wirkung? Es ist das hohe Verdienst des im Jahre 1902 verstorbenen langjährigen Direktors des physikalischen Zentralobservatoriums in St. Petersburg, Dr. Heinrich von Wild aus Zürich, das Problem des Wärmegangs an der Erdoberfläche durch stündliche Beobachtungen an den russischen Hauptstationen in hinreichender Weise gelöst zu haben. Damit ist jedoch nicht gesagt, daß es nicht noch immer weiterer exakter Beobachtungen bedürfe, um die Frage gründlich zu erörtern, wie weit und wie rasch sich die oberflächlichen Temperaturschwankungen in die Tiefe fortpflanzen.

Nicht jede Bodenart verhält sich dabei gleich, und deshalb werden auf dem Adlisberg die wichtigsten schweizerischen Bodenarten einem einläßlichen Studium unterzogen. Es sind dort vertreten: 1. lehmiger Thonboden, wie ihn der Versuchsgarten selbst liefert; 2.

Sandboden der Molasse, einem nahegelegenen Steinbruch entnommen; 3. Kreidekalk von Stansstad; 4. Gneiß von Amsteg; 5. Veruccano von Murg am Walensee; 6. Bündnerschiefer von Chur; 7. Flysch von Alpnachstad; 8. Jurakalk von Baden. So wertvoll diese Untersuchungen auch sind, so schließen sie doch die Beobachtungen an andern Orten keineswegs als wertlos aus. Jene finden vielmehr durch diese ihre notwendige Ergänzung, aus denen hervorgehen muß, ob ein Unterschied vorhanden ist in der Temperatur der Bodenart an Ort und Stelle und der an andere Stelle verschafften. Darum sind auch die Beobachtungen der Bodentemperatur in Haidenhaus, Sils Maria und Buus durch mehrere Jahre hindurch schon fortgesetzt worden und werden noch immer weiter geführt.

Die Bodentemperaturen werden dabei in vier verschiedenen Tiefen gemessen, nämlich an der Oberfläche, d. h. in ca. 5 cm Tiefe, sodann in Tiefen von 30, 60 und 120 cm, und täglich einmal um 1 Uhr nachmittags mittl. Bernerzeit ($^1/_2$ 2 Uhr nach mitteleuropäischer Zeit) abgelesen. Die Temperaturen an der Oberfläche werden mittels eines bis zu 5 cm in den Boden eingelassenen Thermometers mit Einteilung in 0,2 ^{0} gemessen, wobei das Thermometer auch bei der Ablesung im Boden verbleibt. Die 3 übrigen Thermometer zur Messung der Temperatur in 30, 60 und 120 cm Tiefe sind in Zehntelsgrade eingeteilt und befinden sich im sog. Lamont'schen Kasten, einem in den Boden eingelassenen Holzkasten, der gestattet, die Thermometer in hölzernen, der verschiedenen Tiefe angepassten Schiebern bequem hineinzuschieben und herauszuziehen. Da diese Thermometer bei der Ablesung herausgezogen werden müssen, ist das Quecksilbergefäß derselben groß dimensioniert, damit bis nach erfolgter Ablesung der Stand des Thermometers sich nicht ändert.

In Buus, für das wir uns nun speziell interessieren wollen, befinden sich die Bodenthermometer, wie die

übrigen meteorologischen Instrumente, soweit sie Aufstellung im Freien verlangen, im Garten des Pfarrhauses. Der Boden besteht aus sandiger Gartenerde, die Erdoberfläche ist kahl (Gartenweg). Die Oberfläche zeigt eine Neigung von 4 ^{0} nach Nordwesten, was, wie wir späterhin sehen werden, nicht ganz ohne Einfluß auf die Bodenwärme ist. Der Platz, an welchem die Thermometer eingelassen sind, ist nicht den ganzen Tag von der Sonne beschienen. Der Umstand, daß er zwischen zwei in der Richtung Nordost-Südwest zu einander gelegenen Häusern liegt, bedingt, daß er nur etwa von Mitte April bis Mitte August zur Zeit der Beobachtung von der Sonne beschienen ist. Da dieser Übelstand wesentlich nur an den Ablesungen des Oberflächenthermometers sich geltend macht, wurde ein zweites solches an einer den ganzen Tag von der Sonne beschienenen Stelle eingelassen und in der Zeit vom 1. Nov. 1895 bis 20. Juli 1896 mit den anderen Bodenthermometern abgelesen. Eine längere Beobachtungsreihe wäre sehr wünschenswert gewesen, zumal in den Monaten September und Oktober. Allein da für das defekt gewordene Instrument sich kein Ersatz fand, mußten die Beobachtungen sistiert werden. Ergänzende Beobachtungen inbezug auf die Temperatur der Erdoberfläche werden noch nach einer andern Seite hin gemacht, indem das Oberflächenthermometer jeweilen vom 1. Mai bis 30. September auch zur Zeit der Morgenbeobachtungen um 7 Uhr mittl. Bernerzeit ($^1/_2$ 8 Uhr nach mitteleuropäischer Zeit) abgelesen wird, um so in der Vegetationsperiode die Temperaturschwankungen der Erdoberfläche untersuchen zu können.

Die Beobachtungen wurden seit 1. Januar 1895, wenigstens was die Thermometer in 30 und 60 cm Tiefe betrifft, ununterbrochen fortgeführt. Die Ende Oktober 1902 nötig gewordene Ersetzung des morsch gewordenen Kastens konnte so ausgeführt werden, daß in der Beobachtungsreihe keine Unterbrechung eintrat. Auch das Defektwerden des Thermometers in 120 cm Tiefe brachte

keine wesentliche Störung, da für die Zeit vom 8. bis 14. Juni 1906 die verstrich, bis Ersatz zur Stelle war, die betreffenden Werte leicht interpoliert werden konnten. Anders verhielt es sich, als am 23. Juli 1896 das Oberflächenthermometer in die Brüche ging und erst am 21. August durch ein neues ersetzt wurde. Die veränderlichen Werte der Oberflächentemperatur ließen eine Interpolation für die einzelnen Tage dieser vier Wochen als unmöglich erscheinen. Hingegen wurde für die vorliegende Arbeit die Lücke in der Art ergänzt, daß die Differenz zwischen Luft- und Oberflächentemperatur aus der Beobachtungsreihe von zehn Jahren der Lufttemperatur jener Zeit hinzugefügt wurde. Die zehnjährigen Mittelwerte wurden übrigens dadurch nur unwesentlich abgeändert.

Ich habe mich nun an die Arbeit gemacht, einige Ergebnisse dieser Beobachtungen zusammenzustellen. Leider konnte ich die Absicht, dies letztes Jahr zu tun, wo das abgelaufene Dezennium die Arbeit vereinfacht hätte, nicht ausführen. Ich habe mich nun aber bei der um ein Jahr hinausgeschobenen Arbeit nicht auf das Dezennium 1895 bis 1904 beschränkt, sondern auch das Jahr 1905 dazu genommen. Maßgebend war dabei die Erwägung, daß meine Untersuchungen keine abschließenden sind und es für solche von Wichtigkeit ist, wenn möglichst viel des vorhandenen Materials schon bearbeitet ist. Dazu kam noch als weiterer Grund, daß jeder Jahrgang eine Masse von Einzelbeobachtungen liefert und so auch aus diesem Grunde es wünschenswert erscheinen muß, möglichst viel in die vorläufige Bearbeitung hineinzuziehen. Endlich war es von Interesse, gerade das Jahr 1905 mit hineinzuziehen wegen des abnorm warmen Juli, dem wärmsten seit 1881, sowie des abnorm kalten Oktober, einem Monat, mit welchem inbezug auf Kälte kein einziger früher beobachteter Oktober sich messen kann, selbst nicht aus der bis 1827 zurückreichenden Beobachtungsreihe in Basel.

In Tabelle I sind die Temperaturmittel in den verschiedenen Tiefen von 5, 30, 60 und 120 cm nach Monatsmitteln aus den Jahren 1895 bis 1905 zusammengestellt. Zum Vergleich ist das aus denselben Jahrgängen gebildete Mittel der Lufttemperatur hinzugefügt, wobei zu bemerken ist, daß dieses Mittel nach der Kombination $^1/_4\ (7^1/_2 + 1^1/_2 + 2 \times 9^1/_2)$ gebildet ist, d. h. es ist, wie üblich, den Abendbeobachtungen das doppelte Gewicht beigelegt worden. Es haben nämlich vergleichende Beobachtungen ergeben, daß ein auf diese Art aus den drei Terminbeobachtungen abgeleitetes Monatsmittel der Lufttemperatur demjenigen aus stündlichen Beobachtungen abgeleiteten am nächsten kommt.

Es ergibt sich nun aus dieser Tabelle I zunächst die Tatsaché, daß es an der Erdoberfläche bis in 5 cm Tiefe am wärmsten ist und zwar nicht nur im Jahresmittel, sondern auch im Mittel eines jeden einzelnen Monates. Allerdings sind die Differenzen gegenüber der Luft nicht immer gleich groß. Während im Jahresmittel die Erdoberfläche um 1,7 ^{0} wärmer ist als die Luft, beträgt der Unterschied in den warmen Monaten April bis September 2,4 ^{0}, in den kalten Oktober bis März nur 0,4 ^{0}. Am geringsten ist die Differenz in den Monaten Dezember und März, wo sie nur 0,1 ^{0} ausmacht, am größten im Juni mit einer Differenz von 4,7 ^{0}. Der Grund für diese Tatsache ist leicht ersichtlich. Die Quelle für die Wärme der Erdoberfläche ist in erster Linie die Sonnenstrahlung, die der diathermanen Luft keine Erwärmung bringt. Diese wird vielmehr durch Wärmeleitung vom erwärmten Erdboden her erwärmt. Da hiemit wiederum ein Wärmeverlust verbunden ist, muß die Erdoberfläche im Durchschnitt wärmer sein, als die Luft. Dies wird am meisten dann der Fall sein, wenn die Einstrahlung der Sonnenwärme am größten ist, was bekanntlich im Sommer eintritt, und zwar sowohl weil die Sonnenscheindauer größer ist, als auch weil die Sonnenstrahlen senkrechter auf-

fallen als im Winter. Daß letzteres wesentlich mitwirkt, geht deutlich aus dem Umstand hervor, daß im Mittel der Jahre 1895 bis 1905 der Sonnenschein im Juli (262 Stunden) größer ist als im Juni und doch in diesem letzteren Monat die Temparaturdifferenz zwischen Luft und Erdoberfläche am größten ist. Aus demselben Grunde ist es auch erklärlich, daß in solchen Monaten, wo die Sonne sich nicht so hoch über den Horizont erhebt, wie im Winter, auch eine außergewöhnlich große Sonnenscheindauer den Erdboden nicht in dem Maße erwärmt, wie im Sommer, sodaß die Temperaturdifferenz zwischen Luft und Erdoberfläche nicht in demselben Maße zunimmt, wie die Sonnenscheindauer. Einige Beispiele mögen dies erläutern. Bei einer mittleren Sonnenscheindauer von 152 Stunden beträgt im September die Temperaturdifferenz im Mittel der elf Jahre 1,3 °. Im September 1895 erreichte die Sonnenscheindauer den ausnehmend hohen Betrag von 262 Stunden; trotzdem betrug die Temperaturdifferenz nur 0,8 °, also um 0,5 ° weniger als durchschnittlich, obwohl die Temperatur der Erdoberfläche sich um 2,2 ° über den Durchschnittswert erhob. Ähnlich verhält es sich mit dem April desselben Jahres. Er brachte eine Sonnenscheindauer von 204 Stunden, 64 Stunden mehr als durchschnittlich. Die Differenz zwischen Luft- und Oberflächen temperatur betrug jedoch nur 0,2 ° mehr als durchschnittlich, nämlich 2,1 ° gegenüber 1,9 °. Doch ist unstreitig, dass auch die Sonnenscheindauer selbst wesentlichen Einfluss übt. Es geht dies mit aller Deutlichkeit daraus hervor, daß im Juni 1900 bei einer Sonnenscheindauer von 255 Stunden die Differenz 5,2 ° betrug, in dem an Sonnenschein armen Juni 1903 mit 161 Stunden nur 3,9 °.

Die Sonne ist aber nicht der einzige Faktor, welcher auf die Temperatur der Luft und der Erdoberfläche einwirkt. Wir kennen eine Fortpflanzung der Wärme nicht nur durch Strahlung und Leitung, sondern auch durch Konvektion. Die Wärmestrahlung können wir

als eine Fernewirkung der Wärme bezeichnen, wobei die zwischen Absender und Empfänger liegende Materie nicht in Mitleidenschaft gezogen wird. Die Wärmeleitung besteht in einer stetigen Übertragung der Wärme von einer Materie an die nächst benachbarte, ohne daß die wärmespendende Materie an dieser Bewegung teilnähme. Die Wärmekonvektion besteht in einer mechanischen Übertragung der Wärme zugleich mit der Materie, welche ursprüngliche Trägerin der Wärme ist. Letztere Art kommt für die Bodentemperatur vor allem in den Niederschlägen zur Geltung, während die Luftströmungen von geringerem Einfluß sind.

Der Regen kann, je nachdem er warm oder kalt ist, die Einwirkung der Sonnenstrahlung ganz bedeutend modifizieren. Dabei muß sowohl die Niederschlagsmenge, als auch die Niederschlagsdauer berücksichtigt werden; das eine Moment ohne das andere würde die zu Tage tretenden Erscheinungen nicht genügend zu erklären vermögen. Nehmen wir als Beispiel zunächst den August in den Jahren 1898 und 1899. Die Sonnenscheindauer war in beiden Jahrgängen fast gleich groß; sie betrug im August 1898 298 Stunden, im folgenden Jahre 297 Stunden. Die Temperaturdifferenz zwischen Luft- und Erdoberfläche betrug im Jahre 1898 3,6 °, im Jahre 1899 4,2 °. Offenbar wirkten da die Niederschläge mit ein. Ihre Menge betrug 46 mm im Jahre 1898, 74 mm im Jahre 1899, die Dauer 19 $^1/_2$ bezw. 16 Stunden. Da nun die Niederschläge meistens Abkühlung bringen, wenigstens im Sommer, so wäre zu erwarten, daß der August 1899 mit der größeren Niederschlagsmenge der kältere gewesen wäre und demgemäß eine kleinere Temperaturdifferenz aufweisen würde. Daß die Erdoberfläche wärmer war (22,6 ° gegenüber 22,1 °), findet nur in der größeren Niederschlagsdauer seine Erklärung. Die Niederschläge konnten, weil sie länger andauerten, auch nachhaltiger einwirken.[1])

[1]) K. Singer weist an Beobachtungen in München nach, dass in warmen Sommern grosse Niederschlagsmengen hohe Bodenwärme bringen, ebenso Homén nach Beobachtungen in Mustiala (Finnland).

Anders liegen die Verhältnisse im Juli der Jahrgänge 1904 und 1905. Sie weisen beide eine ausnehmend große Sonnenscheindauer auf, der erstere 312, der letztere 339 Stunden. Wäre die Sonnenstrahlung allein maßgebend, so müßte der Juli 1905 eine höhere Temperatur für Luft und Erdoberfläche aufweisen. Das trifft jedoch nur bei der Lufttemperatur zu, die 20,1 ^{0} gegenüber 19,9 ^{0} betrug, nicht aber bei der Temperatur der Erdoberfläche, die im Juli 1905 bei einem Betrag von 26,1 ^{0} gegenüber dem Vorjahre um 0,4 ^{0} niedriger war. Die Niederschlagsverhältnisse zeigen für den Juli 1904 17 mm in 7 Stunden, für den Juli 1905 70 mm in 15 $^1/_2$ Stunden. Hier vereinigten sich also beide Faktoren Niederschlagsdauer und -menge, um eine Temperaturerniedrigung an der Erdoberfläche zu bewirken.

Etwas anderer Art ist der Einfluß des Schnees auf die Temperaturverhältnisse der Luft und der Erdoberfläche, wobei wir wiederum zu unterscheiden haben zwischen liegen bleibendem und schmelzendem Schnee. Ersterer, zumal wenn er als eigentliche Schneedecke vorhanden ist, schließt als schlechter Wärmeleiter die Erdoberfläche von anderweitigen Wärmeeinflüssen der Atmosphäre ab. Die nächtliche Wärmeausstrahlung kann ebenfalls sich nicht geltend machen und darum wird, wenn Schnee liegt, die Temperatur der Erdoberfläche sich fast stetig gleich bleiben. Hingegen bekommt die Luft den Einfluß der Schneedecke zu fühlen und zwar als Abkühlung. Es wird darum auch in schneereichen Wintern die Temperaturdifferenz zwischen Luft und Erdoberfläche weit größer sein, als in schneefreien. Der Januar der beiden Jahrgänge 1895 und 1896 zeigt uns dies recht deutlich. Im ersteren Jahre lag den ganzen Januar hindurch Schnee. Die Temperatur der Erdoberfläche betrug infolge dessen — 0,4 ^{0}, 0,6 ^{0} weniger als durchschnittlich, die Temperatur der Luft — 4,5 ^{0}, 4,1 ^{0} weniger als durchschnittlich. Die Differenz betrug 4,1 ^{0}, während sie

im Durchschnitt nur 0,6 ⁰ ausmacht. Im Januar 1896 lag den ganzen Monat kein Schnee. Trotzdem die Lufttemperatur nur — 1,3 ⁰ betrug, also um 3,2 ⁰ höher war, als im Vorjahre, war die Temperatur der Erdoberfläche doch um 0,3 ⁰ niedriger und betrug — 0,7, so daß die Differenz zwischen Temperatur derselben gegenüber der Luft nur 0,6 ⁰ ausmachte.

Bei schmelzendem Schnee treten uns andere Tatsachen entgegen. Er wirkt im Sinne der Wärmekonvektion und zwar wird sein Einfluß, da die Temperatur des schmelzenden Schnees 0 ⁰ beträgt, je nachdem der Boden gefroren oder offen war, ein erwärmender oder abkühlender sein. Es läßt sich hieraus im allgemeinen erklären, daß im März, in welchen Monat die Schneeschmelze in den Jahren 1895 bis 1905 siebenmal gefallen ist, die Temperaturdifferenz nur 0,1 ⁰ ausmacht. Nach Zeiten lang andauernder Schneedecke, wie z. B. im März 1895, war die Temperatur der Erdoberfläche (1,5 ⁰) um 0,6 ⁰ niedriger, als die der Luft. Wir finden zwar dieses Verhältnis auch in anderen Jahrgängen, wo im März keine Schneeschmelze stattfand. So stand im Jahre 1896 die Temperatur der Oberfläche im März bei 6,3 ⁰ um 0,5 ⁰ niedriger als die der Luft, im März 1902 bei 4,1 ⁰ um 0,7 ⁰ niedriger. In diesen beiden Jahren war aber die Lufttemperatur außergewöhnlich hoch, wofür wir die Ursache in dem öfteren Auftreten von föhniger Witterung suchen müssen. Luftbewegung wirkt aber, wie leicht erklärlich ist, durch Konvektion weit mehr auf die Luft als auf die Erdoberfläche ein. Dazu kam noch im März beider Jahrgänge ausgiebiger Niederschlag und zwar sowohl inbezug auf die Menge als auch nach seiner Dauer (146 mm in $95^1/_2$ Stunden im März 1896, 94 mm in $67^1/_2$ Stunden im März 1902) die eine Abkühlung der Erdoberfläche zur Genüge, erklären.

Wir ersehen aus dem bisher Gesagten: Sonnenstrahlung und Wärmekonvektion durch Nieder-

schläge bedingen im wesentlichen, daß die Temperatur der Erdoberfläche bis zu 5 cm Tiefe durchschnittlich höher steht, als die der Luft.

Es könnte nun scheinen, dieselben Gründe müßten für die Temperatur der Erdoberfläche eine größere Schwankung bewirken, als wir sie bei der Lufttemperatur vorfinden. Es ließe sich erwarten, weil die Erdoberfläche die Wärmeeinflüsse, vor allem die Sonnenstrahlung, direkt empfängt, die Luft hingegen indirekt durch Leitung vom Erdboden her, müsse wenigstens das Maximum der Temperatur an der Erdoberfläche höher sein, als das Maximum der Lufttemperatur. Es ist dies jedoch nicht der Fall. Wie aus Tabelle II ersichtlich ist, schwankt die Lufttemperatur im Mittel zwischen — 13,2 ⁰ im Januar und 30,7 ⁰ im Juli, wobei zu bemerken ist, daß nicht die absoluten Extreme in Berechnung gezogen wurden, sondern nur die aus den Terminbeobachtungen sich ergebenden. Es geschah dies aus dem Grunde, weil die Maxima der Lufttemperatur in der Regel zu anderer Zeit eintreten, als um $1^1/_2$ Uhr nachmittags und darum die aus den Beobachtungen um diese Zeit abgeleiteten Maxima unmittelbar vergleichbar sind mit den Maxima der Oberflächentemperatur. Diese letztere schwankt nun zwischen — 2,7 ⁰ im Januar und 29,7 ⁰ im Juli, hat also eine Amplitüde von 32,4 ⁰ gegenüber 43,9 ⁰ der Lufttemperatur. Daß das Minimum der Oberflächentemperatur höher ist als das der Lufttemperatur, erklärt sich leicht aus dem Schutz, den eine Schneedecke dem Erdboden gewährt. Von den elf Jahrgängen zeigen nun nur zwei zur Zeit, als das Minimum der Lufttemperatur eintrat, keine Schneedecke, nämlich die Jahre 1896 und 1899. Vier weitere Jahrgänge, nämlich 1898, 1901, 1902 und 1904 zeigen keine solche, als die Temperatur der Erdoberfläche ihr Minimum erreichte. Daß dieses in einer schneefreien Periode eintrat zeigt wieder, wie der Schnee den Erdboden

vor Eindringen der Kälte schützt. Aber die Luft wird dermaßen durch den Schnee abgekühlt, daß die Temperaturminima derselben durchweg viel niedriger sind, als die der Erdoberfläche. So weist bei vorhandener Schneedecke das Jahr 1895 als Temperaturminimum der Luft — 17,5 ⁰ auf, für die Erdoberfläche — 2,8 ⁰, das Jahr 1900 für die Luft — 15,8 ⁰, für die Erdoberfläche — 0,3 ⁰.

Weniger leicht zu verstehen ist es, daß die Maxima der Lufttemperatur höher sind, als die der Temperatur an der Erdoberfläche. Das Umgekehrte schiene erklärlicher und ist z. B. auch tatsächlich in Nukuß, $1^1/_2$ km vom Amu Darja in der Nähe des Aralsees der Fall. Dort betrug im Jahre 1875 das Temperaturmaximum der Luft 17,2 ⁰, das der Erdoberfläche 32,3 ⁰ [1]). Es ist aber zu bedenken, daß es sich dort um eine wüstenartige Gegend handelt, wo die Einstrahlung der Sonnenwärme in den sandigen Erdboden viel intensiver ist, als bei uns. Sodann werden die Ablesungen der Lufttemperatur an einem 3 m über dem Erdboden befindlichen Thermometer gemacht, während in Buus das betreffende Thermometer nur 130 cm über dem Erdboden sich befindet. Würde in Nukuß die Temperatur der Luft in solcher Höhe abgelesen, so würde sie wohl auch durch Wärmeleitung vom Boden her erhöht werden. Doch genügen diese Erwägungen noch nicht, um zu erklären, warum in Buus im Mittel das Temperaturmaximum der Luft um 1 ⁰ höher ist, als das der Erdoberfläche. Es müssen hier lokale Einflüsse vorhanden sein, die zum größten Teil ihre Ursache in der Aufstellung der Instrumente haben. Es ist schon erwähnt worden, daß die Oberfläche, wo die Bodenthermometer sich befinden, eine Neigung von 4 ⁰ nach Nordwesten hin aufweist. Daß dies nicht ohne Einfluß auf die Temperatur der Erdoberfläche ist, haben diesbezügliche Untersuchungen auf dem Adlisberg dargetan. Dort wurden künstlich unter 10, 20, 30 und 40 ⁰ nach den vier Haupt-

[1]) s. Hann, Lehrbuch der Meteorologie, 2. Aufl., S. 40

himmelsgegenden geneigte Terrains angelegt. Die diesbezüglichen Temperaturmessungen an der Oberfläche ergaben im Jahre 1893 in der Richtung nach Süden bei 10 ⁰ Neigung eine Erhöhung um 0,1 ⁰, in der Richtung nach Norden eine Erniedrigung um 0,7 ⁰ [1]). An einzelnen heißen Tagen, wie z. B. am 23. Juli 1894 kann die Differenz bei 10 ⁰ Neigung nach Norden bis zu 3,6 ⁰ betragen. Nach der Progression zur Differenz bei 20 ⁰ Neigung darf für Buus eine Erniedrigung der Oberflächentemperatur um 0,4 ⁰ im Mittel angenommen werden, während sie in einzelnen Fällen an heißen Tagen 2 und mehr Grad betragen dürfte. Ich glaube hiemit ist zur Genüge erklärt, warum nicht auch in Buus, wie an andern Orten, das Maximum der Oberflächentemperatur stets höher ist, als dasjenige der Lufttemperatur.

Daß diese Vermutungen nicht aus der Luft gegriffen sind, zeigen die vergleichenden Beobachtungen inbezug auf Temperatur der Erdoberfläche, wie ich sie vom 1. November 1895 bis 20. Juli 1896 in e b e n e m Terrain an einer Stelle ausführte, wo die Sonne den ganzen Tag ungehindert Zutritt hatte. Die Ergebnisse sind in Tabelle III zusammengestellt, wobei das letztgenannte Thermometer der Kürze wegen als „besonnt", das andere als „beschattet" bezeichnet wird. Es zeigt sich dabei eine mittlere Differenz von 2,5⁰, die also noch um 2,1 ⁰ höher ist, als jene Korrektion, die sich aus den Beobachtungen in Adlisberg ergaben. Im Juli war zwar die Differenz nicht so groß, wie im Mittel, aber doch genügen die 1,7⁰ vollständig, um das mittlere Maximum des „beschatteten" Oberflächenthermometers über das Maximum der Lufttemperatur zu erheben. Daß dieser Wert sich da, wo es sich um Maximaltemperaturen handelt, noch steigert, geht daraus hervor, daß im Mittel der Beobachtungsperiode das Maximum des „besonnten" Oberflächenthermometers um 4,4⁰

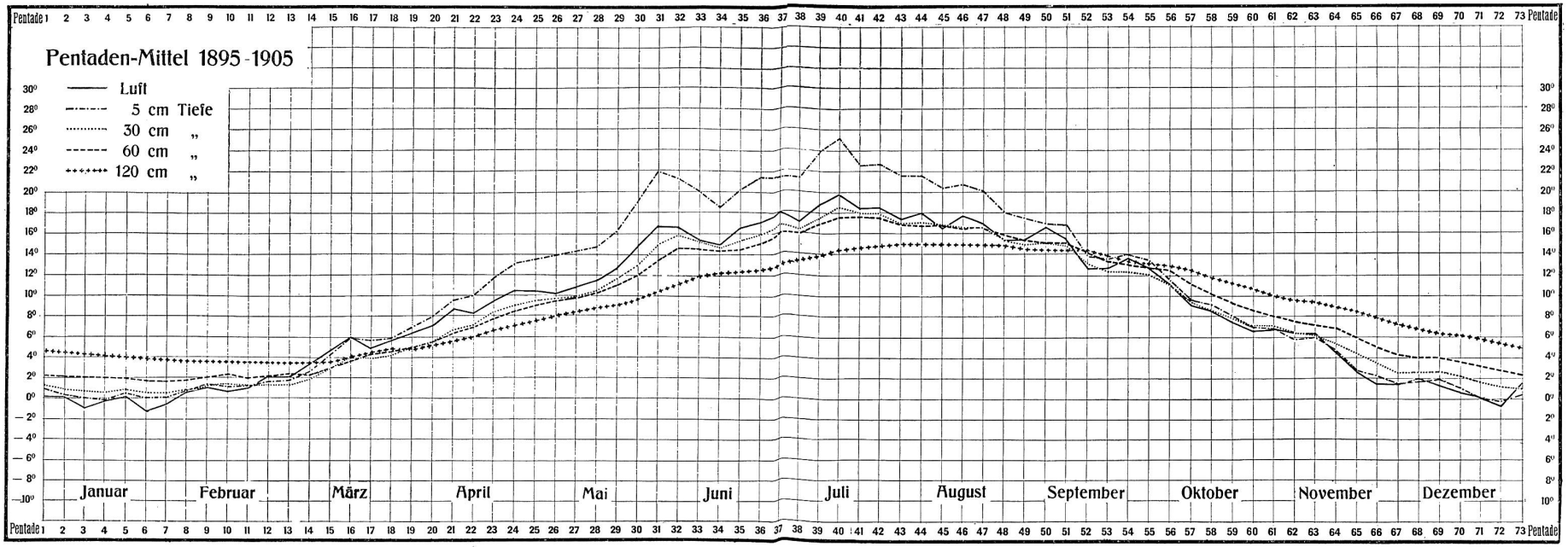
---

1) s. Mitteilungen der schweizerischen Zentralanstalt f. forstl. Versuchswesen, Bd IV S. 304 f.

höher war als das des „beschatteten“ und daß das Maximum der Julitemperatur am 30. Juli 1896 in ebenem Terrain um 1,9° höher war als in dem nach Nordwesten geneigten. Gelegentlich kann sich aber die Differenz der Maximaltemperaturen in ebenem und geneigtem Terrain noch weit höher, nämlich bis zu 8,4° steigern, wie dies z. B. am sonnenscheinreichen, trockenen 19. Mai 1896 der Fall war, wo das „besonnte“ Oberflächenthermometer 31,0° zeigte, das auf geneigtem Terrain hingegen nur 22,6°. Wir können demnach den Satz aufstellen: die Erdoberfläche ist bis zu 5 cm Tiefe im Mittel immer wärmer als die Luft; sie erkaltet nie so sehr, wie diese und wird in weit höherem Maße erwärmt.

Die geneigte Lage des Beobachtungsortes müssen wir auch in Betracht ziehen, wenn wir die tägliche Schwankung der Oberflächentemperatur in's Auge fassen wollen. Genaue Beobachtungen hierüber liegen in Buus nicht vor. Es würde dies, wenn nicht stündliche, so doch mehrmalige Beobachtungen tagsüber erfordern, etwa wie auf dem Adlisberg um 7 und 10 Uhr vormittags, sowie um 1, 4 und 7 Uhr nachmittags mittl. Bernerzeit. Jedoch wurde in Buus jeweilen vom 1. Mai bis 30. Sept. das Oberflächenthermometer auch um 7 $^1/_2$ Uhr morgens mitteleurop. Zeit abgelesen. In Tabelle IV. sind die Monatsmittel dieser Beobachtungen zusammengestellt und zum Vergleiche diejenigen um 1 $^1/_2$ Uhr nachmittags, sowie der Luft um 7 $^1/_2$ und 1 $^1/_2$ Uhr hinzugefügt. Der Wert dieser Beobachtungen wird dadurch erhöht, daß nach den Ergebnissen der Untersuchungen auf dem Adlisberg das Tagesminimum der Temperatur durchweg auf 7 $^1/_2$ Uhr morgens fällt, das Maximum hingegen fällt allerdings nicht auf 1 $^1/_2$, sondern 4 $^1/_2$ Uhr mitteleurop. Zeit. Demgemäß sind die Morgentemperaturen um 7 $^1/_2$ Uhr im Mittel alle niedriger, als die um 1 $^1/_2$ Uhr nachmittags. Das schließt natürlich nicht aus, daß in Einzelfällen auch

Tafel I.


Pentaden-Mittel 1895-1905
Luft
5 cm Tiefe
30 cm „
60 cm „
120 cm „
Pentade
Januar
Februar
März
April
Mai
Juni
Juli
August
September
Oktober
November
Dezember

das umgekehrte Verhältnis stattfinden kann, gerade so, wie wir diese Beobachtung auch bei der Temperatur der Luft ausnahmsweise machen. Es sollte nun zu erwarten sein, daß die Temperatur der Erdoberfläche um 7 $^1/_2$ Uhr morgens sowohl, als auch um 1 $^1/_2$ Uhr nachmittags im Mittel aller Monate höher stände, als die der Luft, wie dies auf dem Adlisberg tatsächlich der Fall ist. Dort weisen die Beobachtungen vom 1. März bis 31. Oktober 1893 für 7 $^1/_2$ Uhr als mittlere Temperatur der Luft 10,2 ^{0}, der Erdoberfläche 10,9 ^{0} auf, in der Zeit vom 1. April bis 31. Oktober 1894 für die Luft 10,6 ^{0}, für die Erdoberfläche 11,5 ^{0}. Um 1 $^1/_2$ Uhr betragen die Werte im Jahre 1893 für die Luft 15,8 ^{0}, für die Erdoberfläche 19,4 ^{0}, im Jahre 1894 für die Luft 15,1 ^{0}, für die Erdoberfläche 18,9 ^{0}. Daß in Buus die Beobachtungen im Mittel von 11 Jahren für die Luft eine höhere Temperatur ergaben, als für die Erdoberfläche, hat seinen Grund wieder in dem nach Nordwesten geneigten Terrain. Nach Beobachtungen auf dem Adlisberg ist bei einer um 10 ^{0} gegen Norden geneigten Fläche die Temperatur um 7 $^1/_2$ Uhr morgens um 0,4 bis 0,6 ^{0} tiefer als bei einer Ebene; um 1 $^1/_2$ Uhr mittags beträgt der Unterschied 1,2 bis 2,1 ^{0}. Nehmen wir noch den Unterschied zwischen dem den ganzen Tag und dem nur teilweise beschienenen Erdboden hinzu, so erklärt es sich sehr wohl, daß nach den Beobachtungen in Buus die Luft um 7 $^1/_2$ Uhr morgens um 0,7 ^{0}, um 1 $^1/_2$ Uhr nachmittags um 1,0 ^{0} wärmer ist als die Erdoberfläche. Es geht aber auch daraus hervor, welch großer Wärmeverlust für ein in nördlicher Richtung geneigtes und nicht den ganzen Tag von der Sonne beschienenes Terrain vorhanden ist. Inbezug auf Wärmezunahme von 7 $^1/_2$ Uhr morgens bis 1 $^1/_2$ Uhr nachmittags stehen sich Luft und Erdoberfläche ziemlich gleich. Während die Luft im Mittel um 6,3 ^{0} zunimmt, nimmt die Erdoberfläche um 6,0 ^{0} zu. Im August ist bei der Luft die vormittägliche Wärmezunahme gleich wie bei der Erdoberfläche, im Mai und

Juli bei letzterer um 0,1 °, im Juni um 1,0 ° größer, dagegen im September um 2,3 ° kleiner. Auch hier zeigt der Adlisberg wieder abweichende Werte. Die Wärmezunahme von 7 $^1/_2$ Uhr morgens bis 1 $^1/_2$ Uhr nachmittags ist dort für die Erdoberfläche wesentlich höher, als für die Luft. Sie beträgt für erstere im Mittel der Beobachtungsperioden in den Jahren 1893 und 1894 für die Luft 5,0 °, für die Erdoberfläche bei ebenem Boden 7,5 °, bei um 10 ° gegen Nord geneigten 6,8 °. Es ergibt sich demnach hieraus: Die täglichen Schwankungen der Lufttemperatur folgen denjenigen der Temperatur an der Erdoberfläche, nur mit etwas schwächerem Ansteigen der Temperatur. Bei Gegenden, die nicht den ganzen Tag Sonnenschein empfangen und zugleich sanfte Neigung nach nördlicher Richtung aufweisen kommt noch hinzu: Im Frühjahr und Frühsommer zeigt der Boden eine intensive Zunahme der Temperatur während des Vormittags, im Herbst ist sie hingegen bei der Luft größer.

Wie an den einzelnen Tagen die Temperatur der Luft und der Erdoberfläche sich gleichlaufend verhalten, so auch in der Aufeinanderfolge einzelner Tage. Das ist ersichtlich aus Tabelle V und aus der nach den Angaben dieser Tabelle angefertigten graphischen Darstellung (Tafel I). Es sind hier die Tagesmittel von je fünf Tagen zu sog. Pentadenmitteln vereinigt. Es läßt sich daraus mit aller Deutlichkeit erkennen, wie die Kurve der Lufttemperatur im Großen und Ganzen schon nach dem Mittel aus 11 Jahren der Erdoberflächentemperatur folgt und zwar so, daß Temperaturrückfälle bei beiden Kurven in gleicher Schärfe zum Ausdruck kommen. So z. B. im Mai, wo die Kurve für die Temperatur der Erdoberfläche von der 24. Pentade nicht gleichmäßig bis zur 31. ansteigt, sondern in der 28. Pentade, also in den Tagen vom 16.—20. Mai eine kleine Einbuchtung zeigen, herrührend von den um jene Zeit so

gefährlichen Maifrösten. Ein weit stärkerer Rückgang der Temperatur zeigt sich von der 31. bis zur 34. Pentade, also im Monat Juni, wo ein Rückfall von 3 $^1/_2$ ^{0} in der Temperatur der Erdoberfläche sich findet. Ebenso sehen wir von der 40. Pentade an, wo der Höhepunkt erreicht ist, die Kurve nicht gleichmäßig zurückgehen, sondern bis zur 41. Pentade (20.—24. August) um 2,6 ^{0} zurückgehen, um dann nachher sich wieder um 0,2 ^{0} zu erheben. Die Kurve der Lufttemperatur sehen wir in dem allen der Oberflächentemperatur folgen und zwar so, daß die Veränderlichkeit beider Kurven keine großen Unterschiede aufweist. Daß das einemal der Grad des Rückganges oder der Erhebung bei der Lufttemperatur, das anderemal bei der Oberflächentemperatur größer ist, hat nicht viel zu bedeuten und würde bei einer größeren Anzahl von Beobachtungsjahren sich ausgleichen. Mehr Beachtung verdient die sofort in die Augen springende Tatsache, daß in den Monaten Mai bis August die Differenz zwischen Oberflächen- und Lufttemperatur viel größer ist, als in den kälteren Monaten September bis April. Das ist nicht zufällig, sondern hat seinen Grund in der kräftigeren Insolation, von der die direkt betroffene Erdoberfläche mehr abbekommt, als die indirekt durch Wärmeleitung erwärmte Luft. Daß in den Monaten November, Dezember, Januar und Februar sich die Lufttemperatur mehrfach über die Oberflächentemperatur erhebt, hat zum kleineren Teil seinen Grund in der schon mehrfach erwähnten nach Nordwesten geneigten Lage des Bodens, in welchem zu Buus die Beobachtungen der Bodentemperaturen angestellt werden, zum größeren Teil in der nicht ununterbrochen vorhandenen Schneedecke, die im Mittel der 11 Jahre an 35 Tagen den Boden bedeckt. Hievon entfallen 2 Tage auf den November, 5 auf den Dezember, 12 auf den Januar, 11 auf den Februar, 4 auf den März, 1 auf den April.

Es war bis jetzt nur vom Verhältnis der Temperatur der Erdoberfläche zu derjenigen der Luft die Rede. Es galt zunächst, die der Erdoberfläche gespendete Wärme in ihrer Wirkung nach oben zu erkennen, um dann im Gegensatz hiezu die Wirkung nach dem Erdinnern zu prüfen. Auch hier ist, wie bei der Luft, dasselbe Gesetz der Wärmeleitung maßgebend. Da aber die leitende Materie eine ganz andere ist, wird auch die Wärme in anderem Maße weiter geleitet werden.

In Tabelle I sehen wir neben den elfjährigen Monatsmitteln der Temperaturen für Luft und Erdoberfläche auch diejenigen für die Temperaturen in 30, 60 und 120 cm Tiefe des Bodens hinzugefügt. Es ergibt sich daraus ohne weiteres:

1. Im Jahresmittel wird es, je weiter man in die Tiefe kommt, desto wärmer.
2. Die Zunahme der Wärme ist nicht eine gleichmäßig fortschreitende; die Temperatur nimmt vielmehr in den oberen Schichten schneller zu, als in den untern.

Es stehen diese beiden Sätze nicht mit allen anderweitigen Beobachtungen im Einklang. Das hochgelegene Sils-Maria weist eine Abnahme der Bodenwärme bis zu 60 cm Tiefe auf (s. Tab. I, Zusatz unten) und dann wieder eine Zunahme, bei dem um etwa 250 m höher als Buus gelegenen Haidenhaus ist die Bodentemperatur in 60 und 120 cm Tiefe im Jahresmittel gleich. Mit Buus hat demnach Haidenhaus gemein, daß von der Erdoberfläche abgesehen, in den oberen Schichten die Wärmezunahme eine größere ist, als in den unteren, unterscheidet sich aber durch die Größe der Wärmezunahme, sowohl absolut, als auch relativ. In Buus beträgt die Zunahme der Wärme von 30 bis 60 cm Tiefe 0,5° oder 29% der Differenz zwischen der Temperatur an der Erdoberfläche und in 30 cm Tiefe. Für Heidenhaus beträgt der betr. Wert 0,4°

oder 59 % der genannten Differenz. Die Unterschiede lassen sich leicht erklären, zunächst aus dem Umstand, daß in Buus die Oberfläche kahl, in Haidenhaus und Sils-Maria mit dünnem Rasen bewachsen ist. Auch die verschiedene Beschaffenheit des Bodens trägt dazu bei, indem der Wärmeleitungskoeffizient für jede Bodenart ein anderer ist und nach Prof. Wild gefunden wird, wenn man den kalorimetrischen Wärmeleitungskoeffizienten, d. h. die Wärmemenge, die in der Zeiteinheit bei dem Temperaturgefälle 1 die Einheit der Fläche durchströmt, durch das Produkt aus der spezifischen Wärme und der Dichte des Körpers dividiert. In Buus ist nach Tabelle I die Temperatur des Erdbodens in 30 cm Tiefe gleich derjenigen der Luft und da das Thermometer, an dem in Buus die Lufttemperatur abgelesen wird, sich 130 cm über dem Boden befindet, so würde sich ergeben, daß der Wärmeleitungskoeffizient für die Luft etwa viermal größer ist, als für den Boden, wie er in seinen oberen Schichten am Beobachtungsort in Buus beschaffen ist.

Die Mittelwerte der einzelnen Monate lassen uns nun noch einen Einblick tun in die Wärmebewegung in den verschiedenen Erdschichten bis zu 120 cm Tiefe. Wir sehen zunächst daraus, daß in den Monaten November bis Februar, also im Winter die Wärme mit der Tiefe des Bodens zunimmt, im Sommer dagegen (April bis August) ist es in den obersten Erdschichten am wärmsten. Die Übergangsmonate März und Oktober zeigen eine Abnahme der Temperatur bis zu 30 cm Tiefe, dann aber wieder eine Zunahme bis zu 120 cm. Diese Tatsache erklärt sich daraus, daß beide, Wärme und Kälte, sich mit abnehmender Intensität in die Tiefe fortpflanzen. Die direkt erwärmte Erdoberfläche zeigt in den Sommermonaten Juni und Juli eine Temperatur von 20,6 °; bis die Wärme in die Tiefe von 120 cm gelangt ist hat sie um 5,7 ° oder pro 10 cm um $^1/_2$ ° abgenommen. Im Januar ist durch Ausstrahlungsverlust die Erdoberfläche auf 0,2 °

erkaltet, weist also einen Wärmeverlust von 20,2 ⁰ auf. In 120 cm Tiefe beträgt der Wärmeverlust nur 11,3 ⁰, also 8,9 ⁰ weniger als an der Oberfläche, sodaß er pro 10 cm Tiefe etwa 0,8 ⁰ beträgt. Diese mit der Tiefe abnehmende Intensität der Wärme erklärt es auch, daß die Amplitüde mit der Tiefe des Bodens abnimmt. An der Oberfläche schwankt die Temperatur, wenn wir nur die Monatsmittel in Betracht ziehen, zwischen 0,2 ⁰ und 20,6 ⁰, weist also eine Amplitüde von 20,4 ⁰ auf, in 30 cm Tiefe beträgt sie nur 16,9 ⁰ (0,7 ⁰ bis 17,6 ⁰), in 60 cm Tiefe 15,0 ⁰ (1,9 ⁰ bis 16,9 ⁰), in 120 cm Tiefe nur 11,3 ⁰ (3,6 ⁰ bis 14,9 ⁰). Noch größer werden die einzelnen Amplitüden sowohl als auch ihr gegenseitiger Unterschied in den einzelnen Schichten, wenn wir nach Tabelle II die extremen Mittel nehmen. Für die Erdoberfläche beträgt sie 32,4 ⁰, für 30 cm Tiefe 21,7 ⁰, für 60 cm 18,0 ⁰, für 120 cm 12,4 ⁰. Nehmen wir die absoluten Extreme, wie sie sich in dem Zeitraum von 1895 bis 1905 vorfanden, so erhalten wir folgende Werte:

	Minimum	Maximum	Amplitüde
in 5 cm Tiefe	— 6,2 ⁰ am 12. I. 1896,	33,2 ⁰ am 4. VII. 1905	39,4 ⁰
„ 30 „ „	— 2,9 ⁰ am 18. I. 1901,	22,0 ⁰ am 17. VII. 1904	24,9 ⁰
„ 60 „ „	— 0,2 ⁰ am 25. II. 1895,	20,0 ⁰ a. 19/21. VII. 1904	20,2 ⁰
„ 120 „ „	1,5 ⁰ am 21. III. 1895,	16,8 ⁰ am 13. VIII. 1994	15,3 ⁰

Es ergibt sich hieraus, daß nach den mittleren Extremen der Temperatur die Schwankungen derselben an der Oberfläche sich in die verschiedenen Schichten des Bodens fortpflanzen im Verhältnis von 17 : 4 : 3, oder nach den absoluten Extremen im Verhältnis von 7 : 2 : 1.

Es ist auch von Wichtigkeit, die Eintrittstermine der Extremtemperatur in den verschiedenen Tiefen des Bodens ins Auge zu fassen. Nach Tabelle II tritt das Temperaturminimum sowohl wie das -maximum desto später auf, je tiefer der Boden ist. Ein am 15. Januar an der Erdoberfläche sich geltend machendes Minimum verzögert sich in 30 cm Tiefe um 2 Tage, in 60 cm Tiefe um 15

Tage, in 120 cm Tiefe um 32 Tage. Beim Maximum beträgt die Verzögerung 5 Tage für 30 cm, 15 Tage für 60 cm, 29 Tage für 120 cm Tiefe. Während Minimum und Maximum sich inbetreff Verzögerung bis 60 cm Tiefe gleich verhalten, braucht bei 30 cm das Maximum, bei 120 cm das Minimum längere Zeit, um sich geltend zu machen. Es ergibt sich daraus zunächst der allgemeine Satz: Bis die Wärme in die Tiefe von 120 cm in den Boden eingedrungen ist, vergeht etwa 1 Monat, und sodann ein zweiter Satz: Die Abkühlung der Erdoberfläche pflanzt sich anfänglich schneller in die Tiefe weiter, als die Ewärmung derselben. In Bestätigung des ersten dieser Sätze finden wir in Tabelle I die größte Wärme an der Erdoberfläche im Juni und Juli, in 120 cm Tiefe hingegen erst im August. Ebenso fällt für die Erdoberfläche die größte Kälte auf den Januar, in 120 cm Tiefe auf den Februar. Der zweite Satz findet seine Erklärung darin, daß der gefrorene Boden einen andern Wärmeleitungskoeffizienten besitzt, als der offene. Daraus erklärt sich auch, daß das Temperaturminimum nur in der obersten Erdschicht sich schneller fortpflanzt, hingegen von 30 cm Tiefe an dieselbe Geschwindigkeit der Wärmeleitung auch für die Kälte eintritt, weil der Boden im Mittel der elf Jahre nicht viel tiefer gefroren war, als bis zu 30 cm. Im Mittel zeigt nach Tabelle II der Boden in 30 cm Tiefe eine Temperatur von — 0,9 °. Nehmen wir an, die Temperatur würde in gleicher Weise nach unten abnehmen, wie bis zu dieser Tiefe, so würde sich ergeben, daß durchschnittlich der Frost bis zu einer Tiefe von 40 cm eindringt. Damit ist natürlich nicht ausgeschlossen, daß er in Jahrgängen mit intensivem Frost nicht noch tiefer eindringen würde, zumal wenn keine Schneedecke vorhanden ist. Im kalten Winter 1895, wo die Lufttemperatur am 29. Januar bis zu — 18,6 ° sank, zeigte das Thermometer an der Oberfläche — 2,8 °, in

60 cm Tiefe — 0,2 °. Im folgenden Winter betrug die größte Kälte der Luft — 12,8 ° am 12. Januar, der Boden wies an der Oberfläche — 6,2 °, in 30 cm Tiefe — 2,4 ° auf und zwar, da kein Schnee lag, schon tags darauf. Nehmen wir an, der Wärmeleitungskoeffizient sei bis zur Tiefe, wo 0 ° erreicht wurde, derselbe geblieben, so würde im Jahre 1895 bei einer Wärmezunahme von 0,3 ° pro 10 cm der Frost bis zu 64 cm, im Jahre 1896 (Wärmezunahme 1,5 ° pro 10 cm) bis 44 cm eingedrungen sein. Wir können also obigen Satz dahin ergänzen: Selten dringt der Frost tiefer als 65 cm in den Boden ein, wobei vorausgesetzt ist, daß das natürliche Schutzmittel des Schnees nicht beseitigt wird. Wo das geschieht, da dringt der Frost erheblich tiefer ein, wie dies Untersuchungen in Pawlowsk bei Petersburg dargetan haben. Im Mittel von fünf Jahren zeigte sich dort eine schneefreie Bodenoberfläche um 8,9 ° kälter, als eine mit Schnee bedeckte [1]).

Es erübrigt nun noch, auf die Frage einzutreten, wie die täglichen Temperaturänderungen an der Erdoberfläche in die Tiefe weitergeleitet werden. Aufschluß hierüber gibt uns Tabelle V, sowie die nach deren Angaben ausgeführte graphische Darstellung des Temperaturganges in den verschiedenen Tiefen nach Pentadenmitteln (Taf. I). Es fällt dabei sofort in die Augen, mit welcher Regelmäßigkeit die Temperaturkurve in 120 cm Tiefe verläuft. Während die übrigen, vor allem die der Oberfläche und der Luft starke Unregelmäßigkeiten zeigen, erweist sich die Temperaturkurve in 120 cm Tiefe kaum davon beeinflußt. Nur die Einbuchtung der Oberflächen-Temperaturkurve in der 28. Pentade (16.—20. Mai), sowie der starke Temperaturrückgang zur 34 Pentade (15—19. Juni) machen sich in 120 cm Tiefe noch bemerkbar, ebenso

---

[1]) Wenden wir dies auf die Temperaturverhältnisse des Jauuar 1895 in Buus an und nehmen als Wärmezunahme mit der Tiefe diejenige vom schneefreien Januar 1896 (1,5 ° pro 10 cm), so würde in einer Tiefe von 80 cm die Temperatur von 0 ° sich vorfinden.

noch gegen Ende des Jahres die Temperaturänderung in der 67. Pentade (27. Nov. — 1. Dez.) Es darf aber als sicher angenommen werden, daß bei Mittelwerten aus einer größeren Zahl von Beobachtungsjahren auch diese kleinen Unregelmäßigkeiten gänzlich ausgeglichen werden, so daß sich der Satz aufstellen läßt: In einer Tiefe von 120 cm kommen die täglichen Temperaturschwankungen nicht mehr zur Geltung. Bei den übrigen Tiefeverhältnissen von 30 und 60 cm sehen wir noch deutlich die Schwankungen der Oberflächentemperatur nachwirken, wenn auch in verminderter Stärke. Dabei ist augenfällig, daß dies in der warmen Jahreszeit weit mehr der Fall ist, als in der kälteren. Es kommt dies deutlich in der aus den Pentaden sich ergebenden Veränderlichkeit zum Ausdruck. Sie hat im Mittel folgende Werte: Oberfläche 0,9 °, 30 cm Tiefe 0,6 °, 60 cm Tiefe 0,5 °, 120 cm Tiefe 0,3 °. Für die letztere bleibt das Verhältnis in der kalten und warmen Jahreszeit ganz dasselbe, wie im Jahresmittel, während für die drei anderen Tiefenverhältnisse sich die Werte ändern. Für die Oberfläche ergibt sich in der warmen Jahreszeit als mittlere Veränderlichkeit 1,1 °, in der kalten 0,7 °, für 30 cm Tiefe 0,7 ° und 0,5 °, für 60 cm Tiefe 0,5 ° und 0,4 °. Diese Werte gestatten uns, theoretisch die einzelnen Temperaturkurven für die verschiedenen Tiefenverhältnisse zu konstruieren, wobei dann die Abweichungen in positivem und negativem Sinne deutlich zu Tage treten müssen und uns veranlassen können, nach den jeweiligen Ursachen und der Größe ihrer Wirkungen zu forschen.

Ich muß diese Ausführungen, sowie anderweitige Bearbeitungen, die das vorhandene Material noch gestattet, unterlassen, in der Hoffnung, daß später einmal dies noch geschehen könne, wobei dann das durch Fortsetzung der Beobachtungen erweiterte Material auch sicherere und womöglich endgültige Resultate gestatten wird.

I.

Monatsmittel der Temperaturen.

1895—1905.

Monat	Luft	5 cm.	30 cm.	60 cm.	120 cm.
Januar	— 0.4	0.2	0.7	2.0	4.3
Februar	0.5	0.9	0.9	1.9	3.6
März	4.2	4.3	2.9	3.3	4.0
April	8.0	9.9	6.9	6.7	6.0
Mai	11.4	15.4	10.7	10.5	8.5
Juni	15.9	20.6	15.4	14.6	11.9
Juli	17.0	20.6	17.6	16.9	14.1
August	16.6	20.2	16.4	16.4	14.9
September	13.8	15.1	13.4	14.1	53.9
Oktober	8.4	9.1	8.7	10.2	11.6
November	3.9	4.1	4.7	6.4	8.7
Dezember	0.8	0.9	1.9	3.4	6.0
Jahr	8.4	10.1	8.4	8.9	9.0
Haidenhaus (Mittel 1896—1904)	7.4	9.2	8.5	8.9	8.9
Sils-Maria (Mittel 1895—1903)	1.7	5.3	4.6	4.5	4.8

II.

Extreme der Temperaturen
1895—1905.

(Mittelwerte).

	Minima		Maxima	
	Grad	Tag	Grad	Tag
Luft	— 13.2	am 20. I.	30.7	am 17. Juli
5 cm.	— 2.7	„ 15. I.	29.7	„ 14. Juli
30 „	— 0.9	„ 17. I.	20.8	„ 19. Juli
60 „	1.0	„ 30. I.	19.0	„ 29. Juli
120 „	3.1	„ 16. II.	15.5	„ 12. Aug.

III.

Bodentemperatur in 5 cm. Tiefe (Monatsmittel).
„besonnt“ und „beschattet“.

Monat	besonnt	beschattet	Diffr.	Monat	besonnt	beschattet	Diffr.
1895 Nov.	8.3	6 1	2.2	1896 April	12.2	8.1	4.1
Dez.	2.5	1.9	0.6	Mai	19.9	15.8	4.1
1896 Jan.	0.0	— 0.7	0.7	Juni	24.0	20.8	3.2
Feb.	0.6	— 0.9	1.5	Juli (1—20)	24.9	23.2	1.7
März	10.3	6.3	4.0	Mittl. Diffr.			2.5

IV.

Temperatur der Luft und Erdoberfläche um 7½ und 1½ Uhr.

Monatsmittel 1895—1905.

Monat	Luft 7½ Uhr	Luft 1½ Uhr	Luft Zunahme	Erdboden 7½ Uhr	Erdboden 1½ Uhr	Erdboden Zunahme
Mai	9.6	15.7	6.1	0.2	15.4	6.2
Juni	14.1	20.1	6.0	13.6	20.6	7.0
Juli	16.1	22 5	6.3	14.2	20.6	6.4
August	14.2	20.9	6.7	13.5	20.2	6.7
September	11.5	17.5	5.9	11.5	15.1	3.6
Mittel	13.1	19.4	6.3	12.4	18.4	6.0

V.

Pentadenmittel

der Lufttemperatur und Bodentemperaturen in Tiefen von 5, 30, 60 und 120 cm.

Mittel aus den Jahren 1895—1905.

Pentade	Luft	5 cm	30 cm	60 cm	120 cm	Pentade	Luft	5 cm	30 cm	60 cm	120 cm
1. 1.—5. Jan.	0.1	0.9	1.2	2.3	4.7	38. 5.—9. Juli	17.1	21.4	16.4	15.9	13.5
2. 6.—10. „	0.1	0.2	0.8	2.2	4.6	39. 10.—14. „	18.7	23.8	17.6	17.1	13.8
3. 11.—15. „	—0.8	0.0	0.7	2.1	4.4	40. 15.—19. „	19.8	25.0	18.6	17.5	14.3
4. 16.—20. „	—0.2	—0.2	0.6	2.0	4.2	41. 20.—24. „	18.5	22.4	18.1	17.6	14.7
5. 21.—25. „	0.1	0.3	0.7	1.9	4.0	42. 25.—29. „	18.6	22.6	18.0	17.4	14.9
6. 26.—30. „	—1.2	0.0	0.5	1.7	3.9	43. 30.—3. Aug.	17.6	21.7	17.1	17.0	15.0
7. 31.—4. Febr.	—0.6	0.0	0.4	1.6	3.7	44. 4.—8. „	17.9	21.6	17.2	17.0	15.0
8. 5.—9. „	0.5	0.5	0.6	1.7	3.6	45. 9.—13. „	16.4	20.4	16.5	16.6	15.0
9. 10.—14. „	1.0	1.4	1.2	2.0	3.6	46. 14.—18. „	17.7	20.8	16.5	16.4	14.9
10. 15.—19. „	0.5	1.1	1.2	2.2	3.6	47. 19—23. „	17.1	20.1	16.4	16.5	14.9
11. 20.—24. „	0.9	1.0	1.0	2.0	3.6	48. 24.—28. „	15.6	18.1	15.5	15.9	14.9
12. 25.—1. März	2.1	1.6	1.4	2.1	3.6	49. 29—2. Sept.	15.6	17.5	15.0	15.4	14.6
13. 2.—6. „	2.0	1.7	1.3	2.2	3.6	50. 3.—7. „	16.4	16.8	15.1	15.1	14.4
14. 7.—11. „	3.3	2.7	1.8	2.2	3.5	51. 8—12. „	15.5	16.6	14.8	15.1	14.3
15. 12.—16. „	4.6	4.3	2.7	2.9	3.7	52. 13.—17. „	12.8	13.9	13.1	14.1	14.2

16.	17.—21.	„	5.9	5.9	3.9	3.8	4.0
17.	22.—26.	„	5.0	5 7	3.9	4.2	4.4
18.	27.—31.	„	5.7	5.8	4.2	4.4	4.6
19.	1.—5.	April	6.3	7.0	5.0	5.0	4.9
20.	6.—10.	„	7.1	8.1	5.5	5.5	5.2
21.	11.—15.	„	8.6	9.7	6.6	6.4	5.6
22.	16.—20.	„	8.2	10.0	7.2	7.0	6.1
23.	21.—25.	„	9.5	11.8	8.2	7.8	6.6
24.	26.—30.	„	10.3	13.0	8.9	8.5	7.1
25.	1.—5.	Mai	10.3	13.3	9.4	9.1	7.6
26.	6.—10.	„	10.1	13.8	9.6	9.5	8 1
27.	11.—15.	„	10.8	14.2	9.9	9.8	8.4
28.	16.—20.	„	11.4	14.8	10.5	10 2	8.7
29.	21.—25.	„	12.7	16.2	11.7	11.1	9.1
30.	26.—30.	„	14.9	18.9	13.0	12.0	9.7
31.	31.—4.	Juni	16.9	21.9	15.0	13 6	10.4
32.	5.—9.	„	16.7	21.3	15.9	14.7	11.3
33.	10.—14.	„	15.4	20.0	15.2	14.6	11.9
34.	15.—19.	„	14.9	18.4	14.6	14.3	12.2
35.	20.—24.	„	16.4	20.1	15.2	14.5	12.3
36.	25.—29	„	17.1	21.5	15.8	15.1	12.6
37.	30.—4.	Juli	18.1	21.4	16.9	16.0	13.1
53.	18.—22.	„	12.8	13.5	12.4	13.3	13.7
54.	23.—27.	„	13.7	13.9	12.4	13.0	13.3
55.	28.—2.	Okt.	12.7	13 4	12.0	12.8	13.1
56	3.—7.	„	11.3	11.8	11.3	12.5	12.8
57.	8.—12.	„	9.2	9.8	9.6	11.2	12.4
58.	13.—17.	„	8.7	9.1	8.8	10.2	11.8
59.	18.—22.	„	7.6	8.1	7.9	9.4	11.2
60.	23.—27.	„	6.6	6.9	7.0	8.7	10.6
61.	28.—1.	Nov.	6.8	6.8	6.9	8.1	10.0
62.	2.—6.	„	6.2	5.9	6.3	7.7	9.6
63.	7.—11.	„	6.3	6.0	6.2	7.4	9.3
64.	12.—16.	„	4.9	5.0	5.4	7.0	8.9
65.	17.—21.	„	2.8	3.0	4.4	6.1	8.5
66.	22.—26.	„	1.8	2.2	3.4	5.3	7.9
67.	27.—1.	Dez.	1.5	1.6	2.7	4.5	7.3
68.	2.—6.	„	2.0	1.8	2.7	4.1	6.8
69.	7—11.	„	1.5	1.9	2.8	4.1	6.4
70.	12—16.	„	0.8	1.2	2.3	3.8	6.2
71.	17.—21.	„	0.4	0.3	1.7	3.3	5.9
72.	22.—26.	„	—0.6	0.3	1.4	2.8	5.5
73.	27.—31.	„	1.6	0.4	1.3	2.5	5.1