



UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Joh. Müller's Lehrbuch der kosmischen Physik

Müller, Johann Heinrich Jacob

Braunschweig, 1894

185. Abnahme der Temperatur in höheren Luftregionen

[urn:nbn:de:hbz:466:1-96939](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hbz:466:1-96939)

gegen Winde geschützt ist und Regengüsse den fruchtbaren Boden nun ungehindert wegschwemmen können.

Als Beweis für die Abnahme der mittleren Jahrestemperatur hat man angeführt, dass die Cultur des Oelbaumes früher an den Ufern des Genfer Sees heimisch gewesen sei, während sie jetzt daselbst nicht mehr möglich ist. In einer Abhandlung, welche im 10. Bande des *Bulletin de la société vaudoise des sciences naturelles* unter dem Titel *Notes sur le problème de la variation du climat* erschien und in welcher der in diesem Paragraphen besprochene Gegenstand unter Angabe der Quellen ausführlich besprochen wird, hat aber Dufour nachgewiesen, dass hier ein Irrthum vorliegt. Die Früchte einzelner in Gärten als Curiosität gezogener Oelbäume kamen nie zur vollen Reife.

Als Beweis für die früher am Genfer See betriebene Cultur des Oelbaumes wird angeführt, dass sich in den Archiven von St. Saphorin die Notiz finde, dass dereinst eine Abgabe in Oel geleistet worden sei, welches von in der Umgebung gezogenen Oelbäumen gewonnen worden war. Dufour weist aber nach, dass in alten Urkunden allerdings die Lieferung gewisser Quantitäten Oel erwähnt wird; von Olivenöl ist aber nirgend die Rede, wohl aber wird öfters Nussöl genannt.

In der genannten Abhandlung giebt Dufour von 1840 an, so weit es ausfindig zu machen war, das Datum der Weinlese zu Lausanne und einigen anderen Orten in der Umgebung des Genfer Sees. Die früheste Lese (16. und 17. September) fand in den Jahren 1503 und 1822, die späteste (am 12. November) in den Jahren 1698 und 1816 statt. In der letzten Hälfte des 17. und in den ersten zwei Dritteln des 18. Jahrhunderts war die Weinlese durchschnittlich um ungefähr 12 Tage später als im 16. und in der Hälfte des 17. Jahrhunderts. In der letzten Hälfte des 18. Jahrhunderts wurde die Lese wieder frühzeitiger, wie sie denn auch in dem gegenwärtigen Jahrhundert durchgängig früher ist, als in den ersten 60 Jahren des vorigen, ohne jedoch so früh zu fallen, wie im 16. Jahrhundert.

Die Variationen der Zeit der Weinlese sind übrigens nicht allein durch meteorologische Verhältnisse, sondern auch durch die Culturart, durch die gepflanzten Traubensorten u. s. w. bedingt. Jedenfalls sind die Variationen der Lesezeit nicht der Art, dass man daraus mit Sicherheit auf eine Veränderung des Klimas schliessen könnte.

Für Grönland hat man an eine Verschlechterung des Klimas in historischer Zeit deswegen gedacht, weil sich daselbst früher normannische Colonien befanden, die im Laufe der Zeit zu Grunde gegangen sind. In dessen ist nicht daran zu zweifeln, dass diese Colonien durch feindliche Ueberfälle der Eskimos zerstört wurden.

Abnahme der Temperatur in höheren Luftregionen. 185

Die Erwärmung der Luft rührt einerseits daher, dass sie einen Theil der sie durchdringenden Sonnenstrahlen absorbiert, andererseits daher, dass

sie mit dem durch die Sonnenstrahlen erwärmten Boden in Berührung ist. Die letztere Wärmequelle ist weitaus die bedeutendste.

Die durch Berührung mit dem Boden erwärmte Luft wird eben durch die Erwärmung ausgedehnt, ihr spezifisches Gewicht nimmt ab und deshalb steigt sie in die Höhe, die vom Boden erhaltene Wärme mit sich führend. Allein diese Wärme macht sich in den höheren Luftregionen keineswegs durch eine bedeutende Temperaturerhöhung geltend; denn beim Aufsteigen nimmt die Dichtigkeit der Luft fortwährend ab und die Abnahme der Dichtigkeit ist in Folge der bei der Ausdehnung geleisteten Arbeit von einer fortwährenden Wärmebindung begleitet. Daraus folgt nun, dass die höheren Luftschichten kälter sein müssen als die tieferen.

Dass eine solche Abnahme der Temperatur in den höheren Luftregionen wirklich stattfindet, davon überzeugt man sich, wenn man zu diesen höheren Regionen aufsteigt, mag man sich nun in einem Luftballon erheben oder den Gipfel hoher Berge besteigen.

Die Abnahme der Temperatur bei verticaler Erhebung kann nicht leicht ein regelmässiges Gesetz befolgen, weil die beständigen Luftströmungen, Wolken-, Nebelschichten u. s. w. einen mehr oder weniger störenden Einfluss ausüben.

Gay-Lussac stieg im Jahre 1804 in einem Luftballon bis zur Höhe von 6800 m; während das Thermometer am Boden $31,0^{\circ}\text{C}$. zeigte, beobachtete er in jener Höhe die Temperatur von $-9,5^{\circ}\text{C}$., also eine Temperaturdifferenz von mehr als 40 Graden. Barral und Bixio, welche am 27. Juli 1850 ungefähr zu gleicher Höhe aufstiegen, gelangten in einer Höhe von 1950 m in eine Nebelschicht, deren obere Grenze erst erreicht wurde, nachdem sie sich bis zu einer Höhe von 6500 m über den Boden erhoben hatten. Nahe an der oberen Grenze dieser Nebelschicht zeigte das Thermometer noch -10°C ., sank aber unmittelbar über derselben auf -23°C . In einer Höhe von 6800 m zeigte das Thermometer nur noch -40°C .

Tab. 15 giebt eine vergleichende Uebersicht der thermischen Beobachtungen, welche bei drei der im Jahre 1852 in England unternommenen wissenschaftlichen Luftschifffahrten angestellt worden sind. Die Zahlen auf der rechten und auf der linken Seite der Figur geben die nach Pariser Fuss gemessenen Höhen; die Zahlen, welche auf den schraffirten Streifen stehen, geben die an den entsprechenden Stellen beobachteten Temperaturen in Réaumur'schen Graden an. So sehen wir z. B., dass bei der Luftfahrt vom 17. August in einer Höhe von 11000 Fuss ($= 3573\text{ m}$) die Temperatur von $+2^{\circ}\text{R}$. $= +2,5^{\circ}\text{C}$., bei der Luftfahrt vom 10. November aber dieselbe Temperatur in einer Höhe von 4000 Pariser Fuss ($= 1300\text{ m}$) beobachtet wurde.

Der besseren Uebersicht wegen sind die Luftschichten, innerhalb deren die Temperatur über 10° , zwischen 10 und 0° , zwischen 0 und -10° und unter -10°R . betrug, durch verschiedene Schraffirung unterschieden.

Zahlreiche Luftfahrten wurden in neuerer Zeit von Glaisher, dem Director der meteorologischen Abtheilung der Sternwarte zu Greenwich, zur Erforschung der meteorologischen Verhältnisse der Atmosphäre unternommen. In einer am 5. September 1862 unternommenen Luftfahrt ist er höher aufgestiegen als irgend ein Mensch vor ihm, denn er erreichte eine Höhe von 11000 m oder 36630 Pariser Fuss. Bei dieser Luftfahrt fand man in einer Höhe von

| | |
|-----------------|--------|
| 0 m | 15° C. |
| 1600 | 5 |
| 3218 | 0 |
| 6437 | — 13 |
| 8000 | — 19 |
| 11000 | — 24 |

In einer Höhe von 8000 m machten sich die Eindrücke der verdünnten Luft und der niedrigen Temperatur auf Glaisher und seinen Gefährten Coxwell bemerkbar, denn in noch grössere Höhe aufsteigend konnten sie die Instrumente nicht mehr mit Sicherheit ablesen und nur eine mit grösster Anstrengung abgelesene Barometerbeobachtung constatirte, dass der Ballon die ungeheure Höhe von 11000 m erreicht hatte. Hier verlor Glaisher seine Kräfte, er sank im Schiffchen des Ballons zusammen. Coxwell gelang es unterdessen, durch Oeffnen des Ventils den Ballon zum Sinken zu bringen und in einer Höhe von 7000 m, wo nun eine Temperatur von -19° herrschte, wurden wieder Beobachtungen gemacht. Das mitgenommene Minimumthermometer zeigte, dass die niedrigste Temperatur, in welcher sich der Ballon befunden hatte, $-24,4^{\circ}$ C. war.

Glaisher's Luftfahrten haben zunächst bewiesen, dass, wie man wohl erwarten konnte, die Temperaturabnahme in den höheren Luftschichten keineswegs eine regelmässige ist; ja es wurden Fälle beobachtet, dass innerhalb gewisser Grenzen bei wachsender Erhöhung eine Zunahme der Temperatur beobachtet wurde. So nahm am 12. Januar 1864 die Temperatur bis zu einer Höhe von 1300 m zu und erst bei noch grösserer Erhebung nahm sie wieder ab. Am 6. April 1864 blieb die Temperatur bis zu einer Höhe von 100 m unverändert 7 bis 8° C. Von da bis zu einer Höhe von 1200 m nahm die Temperatur bis auf 0° ab. Die gleiche Temperatur von 0° fand sich in einer Höhe von 2500 m, die Luftschicht von 1200 bis zu 2500 m Höhe war aber über 0° warm.

Ferner ist es klar, dass die Abnahme der Temperatur abhängig sein muss von der Bodenbeschaffenheit der Erdoberfläche, und so geben denn häufig diejenigen Beobachtungen, welche in Luftballons angestellt sind, wesentlich andere Resultate als diejenigen, welche in Berggegenden gewonnen wurden. Mendeleef hat versucht, aus solchen Beobachtungen Glaisher's, welche unter besonders günstigen Umständen auf Ballon-

fahrten ausgeführt wurden, eine einfache Relation zwischen der Abnahme des Luftdruckes und derjenigen der Temperatur abzuleiten, und ist dabei auf empirischem Wege zu einer Formel gekommen, welche sich den Beobachtungen recht gut anschliesst. Bezeichnet nämlich

t_0 die Temperatur der unteren Station,
 t_h diejenige der oberen Station,
 p_0 den Luftdruck bei der unteren Station,
 p_h denjenigen bei der oberen Station,

so fand Mendeleef, dass die Grösse

$$\frac{t_h p_0 - t_0 p_h}{p_0 - p_h} = C$$

gleich einer Constante sei. Hieraus ergibt sich:

$$t_h = C + (t_0 - C) \frac{p_h}{p_0}.$$

Es wird demnach $t_h = C$, wenn $p_h = 0$ ist, d. h. C ist diejenige Temperatur, welche an der oberen Grenze der Atmosphäre stattfindet, wo der Luftdruck gleich Null ist. Für diese Temperatur C fand Mendeleef den Betrag von -36°C. , dagegen Woeikoff aus Beobachtungen, welche bei einer Luftschiffahrt Rykatschef's bei Petersburg unter ganz besonders günstigen Umständen ausgeführt wurden, zu -42°C. , und dieser Werth dürfte wohl nach den bis jetzt vorliegenden Beobachtungen der zuverlässigste sein. Es sei also z. B.:

$$\begin{aligned} t_0 &= + 10^\circ \text{C.} \\ p_0 &= 760 \text{ mm,} \\ p_h &= 700 \text{ mm,} \end{aligned}$$

also:

$$\frac{p_h}{p_0} = \frac{700}{760} = 0,921,$$

so haben wir:

$$\begin{aligned} t_h &= -42^\circ + 52^\circ \cdot 0,921 \\ &= -42^\circ + 47,9^\circ = +5,9^\circ; \end{aligned}$$

die Temperaturabnahme beträgt also für die angenommene Veränderung des Luftdruckes $4,1^\circ \text{C.}$ Wäre $t_0 = -10^\circ \text{C.}$, so erhielten wir:

$$\begin{aligned} t_h &= -42^\circ + 32^\circ \cdot 0,921 \\ &= -42^\circ + 29,5^\circ = -12,5^\circ, \end{aligned}$$

also eine Temperaturabnahme von $2,5^\circ \text{C.}$ Es folgt hieraus, was auch durchaus mit den Beobachtungen übereinstimmt, dass im Winter die Abnahme der Temperatur mit der Höhe geringer ist, als im Sommer.

Auf hohen Bergen zeigt schon die Veränderung der Vegetation die Abnahme der Temperatur an: je höher man steigt, desto mehr nimmt

die Vegetation den Charakter kälterer Himmelsstriche an; am auffallendsten zeigt sich dieser Wechsel in den Tropen; besonders grossartig erscheint er aber an den ungeheuren Gebirgen Südamerikas, wo man in einem Tage aus den Wäldern von Palmen und Bananen bis zu den Grenzen des ewigen Schnees aufsteigen kann.

So finden wir denn auch manche Alpenpflanzen im höchsten Norden Europas wieder, wie z. B. *Dryas octopetala*, welche auf Nowaja Semlja ihre lieblichen Blüten ebenso schön entwickelt, wie auf den duftigen Alpenmatten.

Wie in der Andeskette und den mexicanischen Gebirgen die mittlere Temperatur mit der Höhe über der Meeresfläche abnimmt, übersieht man aus folgender von Humboldt gegebenen Tabelle:

| Höhe über der Meeresfläche in Pariser Fuss und Metern | Mittlere Temperatur | |
|--|-----------------------------|-------------------------|
| | Cordilleras de los Andes | Mexicanische Gebirge |
| 0 | 27,5° C. | 26,0° C. |
| 3000 (975 m) | 22,0 | 19,8 |
| 6000 (1949 m) | 18,0 | 18,0 |
| 9000 (2924 m) | 14,1 | 13,8 |
| 12000 (3898 m) | 7,0 | 7,5 |
| 15000 (4873 m) | 1,5 | 1,0 |

Da sich in der heissen Zone die Temperatur der Luft im Laufe eines Jahres nur wenig ändert, so kann man sich von der Temperatur in verschiedenen Höhen der Andeskette die beste Vorstellung machen, wenn man sie mit der mittleren Temperatur gewisser Monate in höheren Breiten vergleicht. So findet man in den Ebenen des Orinoco täglich eine Temperatur, welche noch um 5° C. höher ist, als die mittlere Temperatur des Monats August in Palermo; in Popayen, 1750 m über dem Meere, findet man die Temperatur der drei Sommermonate in Marseille; zu Quito die Temperatur von Paris während der letzten Hälfte des Mai; in den Paramos (3600 m) die Temperatur von Paris während der ersten Hälfte des April.

Man kann sich an den Abhang grosser Gebirgsmassen isothermische Linien gelegt denken, welche mehr oder weniger als horizontale Curven erscheinen werden. So zieht sich um den Fuss der Andeskette eine Isotherme von 27,5° C. Da wo eine in der Höhe von 1950 m gedachte Ebene in die Masse der Andeskette einschneidet, befindet sich ungefähr die Isotherme von 17,5° C. u. s. w.

Die Isotherme von 0° wird an der Andeskette durch eine Reihe von einander getrennter, in sich geschlossener Curven, welche um die isolirten Schneekuppen herumziehen, repräsentirt sein.

So folgen sich denn hier in verticaler Richtung in ganz kurzen Entfernungen von einander die Isothermen in gleicher Ordnung, wie man sie durchschneidet, wenn man von dem Aequator bis in die Polar-gegenden wandert.

Wie die Isothermen in den Alpen über einander liegen, zeigt die von Schlagintweit (Poggendorff's Annalen, Bd. 82) entlehnte Tab. 18, in welcher je zwei benachbarte horizontale Linien einen Höhenunterschied von 1000 Fuss bezeichnen.

Die Abnahme der mittleren Jahrestemperatur, welche einer bestimmten Höhenänderung in den Bergen entspricht, hängt von der Stärke der Bestrahlung und manchen anderen Verhältnissen ab. Die Temperaturänderung für 100 m Höhendifferenz hat sich z. B. in Graden nach Celsius folgendermaassen¹⁾ ergeben:

| | |
|--------------------------------------|-------------------|
| Quito | 0,45 ^o |
| Antisana | 0,60 |
| Ceylon | 0,66 |
| Nilghiris (Süd-Indien) | 0,65 |
| Süd-China | 0,74 |
| S.-E. Himalaya | 0,59 |
| N.-W. " | 0,51 |
| Felsengebirge Nordamerikas | 0,63 |
| Kaukasus | 0,43 |
| Schweiz | 0,52—0,58 |

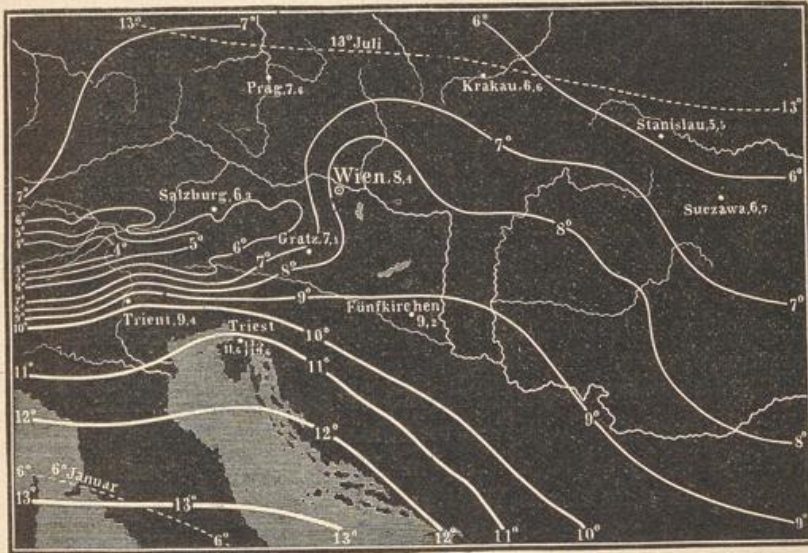
Im Mittel kann man annehmen, dass für eine Höhenzunahme von 100 m die Temperatur um 0,58^o C., oder für 172 m um 1^o C. abnimmt, doch ist die Unsicherheit dieser Zahl ziemlich bedeutend. Wenn es darauf ankommt, die mittlere Jahrestemperatur eines Ortes auf die entsprechende Temperatur des Meeresniveaus zu reduciren, so kann man sich, wenn weitere Daten nicht vorliegen, dieser Zahl bedienen, welche im Mittel aus Beobachtungen auf Bergen abgeleitet ist; handelt es sich aber um geringe Höhen über dem Meeresniveau, so wird die Annahme, dass für 200 m Höhenunterschied die Temperatur um 1^o C. sich ändert, der Wahrheit im Allgemeinen näher kommen.

Kennt man nun für eine Gegend die Höhendifferenz, welche einer Temperaturerniedrigung von 1^o C. entspricht, so kann man aus der mittleren Temperatur eines höher gelegenen Ortes annähernd genau die mittlere Temperatur berechnen, welche sich unter sonst gleichen Umständen im Niveau des Meeres finden würde; dividirt man nämlich mit dem Höhenunterschiede, welcher einer Höhendifferenz von 1^o C. entspricht, in die Höhe des Beobachtungsortes, so findet man, um wie viel Grade die mittlere Temperatur im Niveau des Meeres höher sein würde. So liegt z. B. das Hospiz auf dem St. Bernhard 2478 m über dem

¹⁾ Nach Woeikoff.

Meeresspiegel, seine mittlere Temperatur ist also um $\frac{2748}{172} = 14,4^{\circ}\text{C}$. niedriger als am Meeresspiegel; da aber die mittlere Temperatur auf dem

Fig. 290.



St. Bernhard $1,8^{\circ}\text{C}$. ist, so ergibt sich für die mittlere Temperatur im Niveau des Meeres $12,6^{\circ}\text{C}$.

Genf liegt 408 m über dem Meeresspiegel, seine mittlere Temperatur $9,3^{\circ}\text{C}$. ist demnach $\frac{408}{172} = 2,4^{\circ}\text{C}$. niedriger als sie sein würde, wenn Genf im Niveau des Meeres läge; seine Temperatur würde also für diesen Fall $9,3^{\circ} + 2,4^{\circ} = 11,7^{\circ}\text{C}$. betragen.

Die mittlere Temperatur der südwestlichen Schweiz, auf den Meeresspiegel reducirt, wäre demnach $11,7^{\circ}$ bis $12,6^{\circ}\text{C}$.

Die Isothermen auf den Karten Tab. XXXVI bis XLI, sowie die Isotheren und Isochimenen auf der Karte S. 506 sind so gezogen, wie diese Linien laufen würden, wenn alle Orte in der Höhe des Meeresspiegels lägen; die Temperatur der verschiedenen Orte ist also auf das Niveau des Meeres reducirt.

In Ländern, welche von Gebirgsketten namhafter Höhe durchzogen sind, ist der Verlauf der Isothermen natürlich ein ganz anderer, als er nach den Andeutungen der in §. 175 besprochenen Isothermenkarten sein würde, wie man dies z. B. aus dem Kärtchen Fig. 290 ersieht, welches die Jahresisothermen für den österreichischen Staat und benachbarter Länder nach Réaumur'schen Graden darstellt. Dieses Kärtchen, welches dem 3. Hefte von Petermann's Mittheilungen für 1864 entnommen

ist, lässt den Einfluss des Alpensystems auf den Verlauf der Isothermen deutlich hervortreten.

Der Verlauf der Isothermen in gebirgigen Ländern wird der Natur der Sache nach einige Aehnlichkeit mit dem Verlauf der Isohypsen (Linien gleicher mittlerer Höhe über dem Meeresspiegel) haben, und zwar wird diese Aehnlichkeit um so mehr hervortreten, je grösser der Maassstab der Karten gewählt ist, je mehr man also bei der Darstellung der Höhenschichten sowohl als auch der Isothermen ins Detail eingehen kann.

186 Temperaturschwankungen in höheren Luftregionen.

Für Gebirge, welche nicht bedeutend ausgedehnte Hochebenen bilden, sondern vorzugsweise durch hohe Käme und Gipfel gebildet werden, wie dies z. B. für die Alpen der Fall ist, sind die Temperaturschwankungen in der Höhe weit geringer als in der Tiefe, weil isolirte Berge und Bergreihen auf die Temperatur der höheren Luftregionen nur einen unbedeutenden Einfluss ausüben können, und weil die periodischen Temperaturschwankungen des Bodens in der Ebene, welche sich zunächst den unteren Luftschichten mittheilen, in der Höhe in ihrer Wirkung schon abgeschwächt sind, ehe sie merklich werden.

So fand z. B. Kämtz auf dem Rigi als Mittel aus einer Beobachtungsreihe von mehreren Wochen die Differenz des täglichen Maximums und Minimums = $3,8^{\circ}\text{C.}$, während diese Differenz zu Zürich gleichzeitig $9,5^{\circ}\text{C.}$ betrug.

Auf dem St. Bernhard beträgt (Tab. S. 510) die Differenz zwischen den mittleren Temperaturen des wärmsten und des kältesten Monats nur $15,2^{\circ}\text{C.}$, während für Genf dieser Unterschied auf $18,9^{\circ}\text{C.}$ steigt.

So wurde z. B. ferner auf dem Pikes Peak in den Felsengebirgen (4314 Meter) in fünf Wintern keine niedrigere Temperatur gemessen als $-38,3^{\circ}\text{C.}$, während in Denver am Fusse des Gebirges (1606 Meter) in derselben Zeit die Temperatur bis auf $-33,9^{\circ}\text{C.}$ fiel, also im Minimum nur um $4,4^{\circ}$ höher war; im Sommer dagegen kommen dort weit grössere Temperaturdifferenzen vor. Im Mittel ist die Temperatur auf dem Pikes Peak im Januar um 12°C. , im Juli um 18°C. und im Laufe des ganzen Jahres um 17°C. niedriger als in Denver.

Da nun die Schwankungen der Temperatur benachbarter, aber ungleich hoch gelegener Orte einander nicht parallel gehen, so ist klar, dass die Temperaturdifferenz zwischen zwei solchen Orten nicht constant bleiben kann, dass sie mit der Jahreszeit sich ändert. So beträgt die Differenz der mittleren Januartemperatur für Genf und den St. Bernhard nur $8,9^{\circ}\text{C.}$, während der Unterschied der mittleren Julitemperatur $12,6^{\circ}\text{C.}$ ist.

Daraus folgt dann auch, dass die Höhe, um welche man sich durchschnittlich erheben muss, damit die Temperatur um 1°C. sinkt, nicht für alle Zeiten des Jahres dieselbe ist; sie ist grösser im Winter, kleiner im Sommer.