Beitrag zur Kenntniss der Vertheilung der Wärme im Raum

Autor(en): **Fischer-Ooster, C. von**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern**

Band (Jahr): **- (1864)**

Heft 568-571

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-318755

Auf einen etwaigen Gehalt von Platin wurde bei der Analyse mit besonderer Aufmerksamkeit Rücksicht genommen, aber davon auch keine Spur wahrgenommen, so dass also dieses Gold mit demjenigen von Köknitz (Nr. 135) kaum gleichen Ursprung haben kann und eher aus Siebenbürgen als aus dem Ural nach Hallstadt gebracht worden sein kann.

C. v. Fischer-Ooster.

Beitrag zur Kenntniss der Vertheilung der Wärme im Raum.

(Vortrag vom 5. März 1864.)

---

§ 1.

Bei Erörterung der Frage über die Temperaturabnahme nach oben ist vor Allem nöthig, das Mariottesche Gesetz nicht ausser Betrachtung zu lassen; dasselbe lehrt uns, dass die Volumina einer Gasart sich umgekehrt verhalten wie der auf dieselbe ausgeübte Druck, und dass die Dichtigkeit proportional ist mit dem Druck. Dieses Gesetz hat seine Gültigkeit, die Temperatur möge sein welche sie wolle. Ferner ist nicht zu vergessen, dass einer Reihe gleicher Barometerdifferenzen eine Reihe Luftschichten entspricht, die in Folge des Mariotte'schen Gesetzes in einer geometrischen Progression von unten nach oben zunehmen, und dass jede dieser Luftschichten mit ihrem respectiven Barometerstand multiplicirt immer dieselbe Zahl giebt. Dieses wird anschaulicher, wenn man erwägt, dass man sich die Atmosphäre vorstellen kann, aus lauter dünnen Schichten bestehend, wo dem Barometerstand

$$
\begin{array}{llll}
B & \text{die} & \text{Schicht} & \frac{A}{B} \\[1ex]
B' & „ & „ & \frac{A}{B'} \\[1ex]
B'' & „ & „ & \frac{A}{B''}, \text{ u. s. w.}
\end{array}
$$

entspricht und wo

$$B \times \frac{A}{B} = A, \quad B' \, . \, \frac{A}{B'} = A \text{ u. s. w.}$$

Der Werth von A ist das spec. Gewicht des Quecksilbers bei 0^0 (dasjenige der trocknen Luft zu 1 angenommen) multiplicirt mit der Höhe der Barometersäule bei 760^{mm}. Es ist desshalb nicht zu verwundern, dass der Laplace-sche Wärmecoefficient $\frac{(T + t) 2}{1000}$ wo T und t die Temperaturen an der untern und obern Station bedeuten, bei barometrischen Höhemessungen nicht dasselbe Resultat giebt, wenn man die ganze Höhendifferenz auf einmal berechnet, als wenn man mehrere Zwischenstationen annimmt, die man separat berechnet und die einzelnen Resultate dann addirt; das Resultat der direkten Berechnung wird immer grösser sein als die Summe der partiellen Berechnungen.

Zwei Beispiele mögen dieses erläutern:

Es sei an einer untern Station der Barometerstand bei 0^0, $B = 700^{mm}$, die Temperatur der Luft $T = 25^0$ C., an der höhern Station $b = 600^{mm}$, $t = 15^0$ C., so ist die Höhendifferenz H

$$\mathbf{H = 1227{,}5 \left(1 + \frac{(25 + 15) 2}{1000}\right) = 1325{,}7^m.}$$

Es sei ferner $B = 600^{mm}$, $b = 500^{mm}$ bei 0^0,

$$T = 15^0, \quad t = 5^0,$$

so ist

$$H = 1451{,}9 \left(1 + \frac{(15 + 5)\,2}{1000}\right) = 1509{,}9^m.$$

Oder $2679{,}4^m$ bei 0^0 geben eine corrigirte Höhe von

$$1325{,}7 + 1509{,}9 = 2835{,}6^m.$$

Berechnen wir diese Höhendifferenz direkt, so erhalten wir $B = 700^{mm}$, $b = 500^{mm}$,

$$T = 25^0, \quad t = 5^0$$

und

$$H = 2679{,}5 \left(1 + \frac{(25 + 5)\,2}{1000}\right) = 2840{,}1^m.$$

Die Differenz der beiden Berechnungen ist $4{,}5^m$.

Ein noch auffallenderes Resultat giebt folgendes Beispiel:

Es sei $B = 600^{mm}$, $b = 500^{mm}$,

$$T = +10^0, \quad t = 0^0,$$

so ist

$$H = 1451{,}9 \left(1 + \frac{(10 + 0)\,2}{1000}\right) = 1480{,}9^m.$$

Es sei ferner $B = 500^{mm}$, $b = 400^{mm}$,

$$T = 0^0, \quad t = -10^0,$$

so erhalten wir

$$H = 1776{,}9 \left(1 + \frac{-10\,.\,2}{1000}\right) = 1741{,}3^m.$$

Setzt man aber $B = 600^{mm}$, $b = 400^{mm}$,

$$T = +10^0, \quad t = -10^0,$$

so ist

$$H = 3228{,}8 \left(1 + \frac{(10-10)\,.\,2}{1000}\right) = 3228{,}8^m,$$

während die beiden vorigen Höhen zusammen addirt

$$1480{,}9 + 1741{,}3 = 3222{,}2^m$$

geben, also $6{,}6^m$ weniger.

Diese Beispiele mögen genügen. Die Ursache der Differenz zwischen der direkten Berechnung und der stufenweisen ist ganz einfach der Umstand, dass der Laplace'sche Wärmecoefficient $\frac{(T + t) 2}{1000}$ ein arithmetisches Mittel ist, welches auf eine geometrische Progression angewendet wird, und daher kein richtiges Resultat geben kann, um so unrichtiger, je grösser die Barometer- und Thermometerdifferenz ist. Es liegt aber zugleich ein Beweis darin, dass die Abnahme der Wärme nach oben nicht in gleichen Distanzen geschieht, wie man bisher angenommen hat, sondern dass die Luftschichten, um welche man sich erheben muss, damit die Temperatur um 1° sinke, von Grad zu Grad an Höhe zunehmen, und zwar in dem Verhältniss, wie das Mariottesche Gesetz es fordert, damit die Höhe der einzelnen Luftschichten sich umgekehrt verhalte wie der auf sie ausgeübte Druck, woraus dann folgt, dass die Temperatur der einzelnen Luftschichten proportional sein muss mit ihrer Dichtigkeit, wohlverstanden im normalen Zustande der Atmosphäre. Dass bei entstandenen Störungen im Gleichgewicht derselben der Barometer allen diesen Schwankungen treulichst folgt, ist ein Beweis mehr von der Richtigkeit meiner Behauptung.

§ 2.

Man kann dem durch Anwendung des Wärmecoefficienten $\frac{(T + t) 2}{1000}$ bei Barometermessungen erhaltenen Irrthum durch folgende Modification des Coefficienten zuvorkommen: Nenne ich H die auf Lufttemperatur corrigirte Höhendifferenz, P die uncorrigirte, T die Temperatur der untern Station nach Celsius, t die der obern, B und b die Barometerstände der untern und der obern Station auf 0° corrigirt, so ist

$$H = P\left(1 + \frac{(T + t)\,2}{1000} - \frac{(T - t)\,(B - b)}{1500000}\right)$$

Diese Formel auf die beiden, im vorigen Paragraphen gegebenen Beispiele angewandt, giebt für das erste anstatt

$$H = 2679{,}4\left(1 + \frac{(25 + 5)\,2}{1000}\right) = 2840{,}1$$

$$H = 2679{,}4\left(1 + \frac{(25 + 5)\,2}{1000} - \frac{(25 - 5)\,(700 - 500)}{1500000}\right)$$

$$= 2679{,}4\left(1 + \frac{60 - 2{,}66}{1000}\right) = 2833{,}0^{m},$$

für das zweite anstatt

$$H = 3228{,}8\left(1 + \frac{(10 - 10)\,2}{1000}\right) = 3228{,}8$$

$$H = 3228{,}8\left(1 + \frac{(10 - 10)\,2}{1000} - \frac{(10 + 10)\,(600 - 400)}{1500000}\right)$$

$$= 3228{,}8\;(1 - 0{,}00266) = 3220{,}3^{m}.$$

Die kleine Differenz 2833,0 anstatt 2835,6 im ersten Beispiel und 3220,3 anstatt 3222,2 im zweiten Beispiel rührt daher, dass in den beiden Beispielen ich die stufenweise Berechnung von 100 Millimeter zu 100 Millimeter gemacht habe und also ein noch immer etwas zu grosses Resultat habe erhalten müssen. Hätte ich die Berechnung nur von 10 zu 10 Millimeter des Barometerstandes gemacht, so hätte ich dieselben Zahlen erhalten wie diejenigen, welche der von mir corrigirte Wärmecoefficient bei direkter Berechnung giebt, nämlich 2833,0 im ersten und 3220,3 im zweiten Beispiel.

Die von mir angebrachte Modification des Wärmecoefficienten kann in allen Fällen unterlassen werden, wo die Barometerdifferenz der zu messenden Höhe weniger als 50 Millimeter beträgt, weil dann der zu vermeidende Fehler höchstens auf $^1/_2$ Meter ansteigt. Ferner muss ich ausdrücklich erwähnen, dass diese Modification durchaus nicht präjudicirt auf die Richtigkeit oder Unrichtigkeit des Coefficienten, mit dem die Differenz der Logarithmen der Barometerstände multiplicirt werden muss, um die auf Lufttemperatur uncorrigirte Höhendifferenz zu erhalten. Laplace nahm ihn ursprünglich zu 18336 an; Ramond vermehrte ihn auf 18393; diese Zahl wird auch noch in Wolfs Taschenbuch für Mathematik 1860 empfohlen, während im neuesten Annuaire des Longitudes der Coefficient 18336 noch gebraucht wird. Es scheint mir in der That folgerichtiger, diesen letzten zu erhöhen, weil er auf trockene Luft basirt ist, während dieselbe immer mehr oder minder feucht ist, und die deshalb von Laplace bewerkstelligte Erhöhung des Wärmecoefficienten $^1/_{266{,}6}$ auf $^1/_{250}$ zu diesem Zwecke nicht zu genügen scheint. Da nun die von mir angebrachte Rectification des Wärmecoefficienten die erhaltenen Höhen um etwas vermindert, so möchte es angemessen sein, wenn man den Coefficienten 18336 anstatt auf 18393 auf 18400 erhöht, bis man die wahre Correction für die Feuchtigkeit gefunden haben wird.

§ 3.

Die Methode, mit welcher man gewöhnlich die Höhe zu berechnen sucht, um welche man sich erheben muss, damit das Thermometer um 1^0 sinke, datirt von Saussure und besteht darin, dass man die Höhendifferenz zweier Orte durch die Temperaturdifferenz theilt. Schon Saussure bemerkte, dass die so erhaltenen Resultate im Sommer von denen aus Winterbeobachtungen erhaltenen um $^1/_3$ differiren können, so wie die aus am Tage gemachten Beobachtungen erhaltenen von solchen in nächtlichen Stunden erhaltenen ebenfalls um circa $^1/_3$ verschieden sind, d. h. im Sommer sind sie kleiner als im Winter, bei Tage kleiner als bei Nacht. Man kann daher folgerichtig nur solche Resultate mit einander vergleichen, die aus gleichzeitigen Beobachtungen, oder solche, die aus der Differenz der mittlern Temperatur zweier Orte, getheilt in die Höhendifferenz derselben, erhalten worden sind. Beide Methoden geben indessen nur ein arithmetisches Mittel, das um so grösser werden muss, je grösser die Barometerdifferenzen der beiden Stationen sind, weil die, gleichen Barometerdifferenzen entsprechenden, Luftschichten nach oben immer grösser werden. Man erfährt dadurch nicht die Höhe, bei welcher man sich z. B. in Genf im Mittel erheben muss, damit die Temperatur um 1° abnehme, oder diejenige, bis zu welcher man sich auf dem St. Bernhard erheben muss, damit dieses geschehe, sondern nur das Mittel dieser beiden ganz verschiedenen Höhen; also gar nichts, das uns irgend nützlich oder interessant sein kann. Um die beiden Werthe für Genf und St. Bernhard z. B. zu erhalten, muss man nicht die Höhendifferenz dieser Stationen durch die Temperaturdifferenz theilen, sondern die, die Höhendifferenz bedingende Differenz der Barometerstände auf beiden Stationen muss durch die Temperaturdifferenz getheilt werden. Nenne ich $\frac{B - b}{T - t} = Q$ und die Höhe der Luftschicht, um welche man sich erheben muss, damit das Thermometer um 1° sinke $= P$, so ist $P = (\lg B - \lg (B - Q))\ 18393$, wobei B der Barometerstand des Ortes ist, von welchem man den Werth der Temperaturabnahme nach oben zu wissen wünscht.

Auf diese Weise erhielt ich für die Stationen Genf und St. Bernhard aus den meteorologischen Tabellen der Bibliothèque universelle, Jahrg. 1845, für dieses Jahr für P folgende Zahlen, indem ich die monatlichen Mittel der Barometer- und Thermometerstände der Rechnung zu Grunde legte:

für	Genf.	St. Bernhard.
Januar	197,6^{m}	258,3^{m}
Februar	201,7	264,3
März	172,2	224,1
April	138,8	179,7
Mai	138,5	179,7
Juni	135,9	174,5
Juli	131,2	168,4
August	134,8	173,6
September	141,4	181,8
October	186,5	240,8
November	158,4	205,0
December	151,6	197,0
Jahresmittel	154,8	200,3

Addirt man diese beiden Jahresmittel und theilt durch 2, so hat man $\frac{154,8 + 200,3}{2} = 177,5^{m}$ oder bis auf $^{1}/_{2}{}^{m}$ denselben Werth, welchen man erhält, wenn man auf die gewöhnliche Weise verfährt, nämlich wenn man die Höhendifferenz durch die Temperaturdifferenz theilt.

$$\frac{2080}{11,68} = 178,0^{m}.$$

Man begreift daher, warum der Mittelwerth, den man für den Rigi erhalten muss, kleiner ist als der für den St. Bernhard und dieser kleiner ist als der für den Col de Géant oder noch grössere Höhen, und dass es nicht nöthig ist, um diese Differenzen zu erklären, sie ungünstiger Witterung, oder einer warmen Luftzügen ausgesetzten Lokalposition für die Beobachtungsinstrumente zuzuschreiben (vid. Kämtz Vorlesungen über Meteorologie pag. 243 und Müller Physik II, pag. 653).

§ 4.

Wer damit einverstanden ist, dass der Höhenwerth für 1^0 Temperaturabnahme (= P im vorigen Paragraph) erhalten wird, wenn man die Barometerdifferenzen zweier Stationen durch deren Temperaturdifferenzen theilt, muss auch zugeben, dass dieses uns das Mittel an die Hand giebt, die Anzahl der verschiedenen Wärmegrade für die Höhe der ganzen Atmosphäre zu finden. Denn wenn B und b die Barometerstände zweier Stationen und T und t die Lufttemperaturen an denselben bezeichnen, so ist $\frac{B-b}{T-t} = Q$ und $\frac{B}{Q}$ giebt die Anzahl der Grade für die ganze Höhe der Atmosphäre und $-\left(\frac{B}{Q} - T\right)$ giebt die Temperatur an der äussersten Grenze der Atmosphäre. Da $B : b = \frac{B}{Q} : \frac{b}{Q}$, so liegt darin auch der Beweis, dass die Wärme der einzelnen Luftschichten mit deren Dichtigkeit proportional ist.

Wenn man Zweifel haben kann, ob dadurch ein richtiges Resultat erhalten wird, wenn man diese Methode auf vereinzelte Fälle anwendet, weil momentane Perturbationen die Temperatur an der obern und untern Station ausser Verhältniss erhöhen oder vermindern können, so müssen dieselben verschwinden, wenn man monatliche Mittel der Barometerstände und der Temperaturen beider Stationen der Rechnung zu Grunde legt, weil dann die momentanen Perturbationen keinen Einfluss mehr haben und man es mit dem normalen Zustande der Atmosphäre zu thun hat.

Ich habe auf diese Weise aus den monatlichen Mitteln der Barometer- und Thermometerstände vom St. Bernhard und Genf, wie ich sie aus den meteorologischen Beilagen der Bibliothèque universelle von 1845 erhielt, die Mittel-Temperaturen an den äussersten Grenzen der Atmosphäre berechnet und folgende Zahlen erhalten:

für	Januar	—39°,1 C.	Juli	—41°,0 C.
	Februar	—41°,4	August	—42°,3
	März	—42°,6	September	—39°,6
	April	—46°,7	October	—32°,0
	Mai	—45°,3	November	—43°,2
	Juni	—40°,5	December	—48°,2

Jahres-Mittel aus Addition —41°,8
do. aus Berechnung —41°,59

Ein richtiges Jahresmittel wird natürlich erst aus einer langen Reihe von jährlichen Beobachtungen erhältlich sein.

Um zu zeigen, bis zu welchem Grad Einzelnbeobachtungen von dieser Mittelzahl abweichende Resultate geben können, sei hier erwähnt, dass ich die Temperatur an der äussersten Grenze der Atmosphäre am 1. Juli und 1. Februar 1845 also fand:

		am 1. Juli:	am 1. Februar:
9 Uhr	Morgens	—36°,1	—55°,7
12 „	Mittags	—37°,0	—56°,7
3 „	Nachmittags	—31°,9	—62°,6
9 „	Abends	—27°,0	—66°,5

Das Minimum der Kälte —27°,0 ist um 14°,8 unter dem Mittel von —41°,8, während das Maximum —66°,5 um ebenso viel darüber ist.

Um zu zeigen, dass hier ein Gesetz vorwaltet, welches sich nicht nur auf die geographische Breite von Genf bezieht, sei bemerkt, dass wenn man die Temperatur in den obersten Regionen der Atmosphäre über Paris im Sommer aus den bei der GayLussac'schen Luftfahrt erhaltenen meteorolog. Beobachtungen berechnet, man auch —40°,2 erhält (die gefundene Höhe war 6979^{m} $T = +30°,8$, $t = -9°,5$ Cels. Vid. Pouillet phys. II, p. 658).

Ein ähnliches Resultat erhält man aus Wahlenbergs meteorologischen Beobachtungen auf dem Sulitelma in Lappland am Polarkreise

Barom.	$B = 308{,}8$ Linien,	Temp.	$T = +11°$ R.
	$b = 274{,}6$ „		$t = +6°$ R.

Daraus erhält man eine Temperatur von —42°,6 C. für die obersten Regionen der Atmosphäre.

Dieses giebt aber auch den Beweis, dass je kälter die Regionen sind, in denen man die Untersuchungen anstellt, desto grösser der Höhenwerth sein muss für 1° Temperaturverminderung; dazu geben Belege die Werthe, die Atkinson für Edinburgh angiebt, und welche Prof. Horner in seinen meteorolog. Untersuchungen auf dem Rigi anführt (Schweiz. Denkschrift I. 2, pag. 170); ferner mehrere Angaben in Wahlenbergs Schrift (Messungen in Lappland), woraus auch obiges Citat des Sulitelma genommen ist.

Es scheint aus Obigem zu folgen, dass in den obersten Regionen der Atmosphäre eine Temperatur sein muss, deren Mittel bei —40° C. herumschwankt.

§ 5.

Wenn man zur Ueberzeugung gekommen ist, dass die Temperatur der Luft im normalen Zustande der Atmosphäre proportional ist mit deren Dichtigkeit, so braucht es keine grosse Anstrengung der Phantasie, um zu dem Schlusse zu gelangen, dass die Sonnenstrahlen bei dem Durchgange durch die verschiedenen Schichten der Atmosphäre in Verhältniss der Dichtigkeit derselben absorbirt werden und dieselben erwärmen; dadurch wird die nach oben abnehmende Wärme erklärt, ohne dass man zur Ausstrahlung der Wärme der obern Erdschichte seine Zuflucht nehmen muss; — dadurch wird erklärt, warum im Winter in den Bergregionen es öfters vorkommt, dass im Thale eine grössere Kälte als in den höhern Regionen herrscht, wenn das Thal in Nebel gehüllt ist, während in einer gewissen Höhe man sich des Sonnenscheins erfreut. (Man vergleiche den 1. Band der Denkschriften der Schweiz. Naturforscher, 2. Abtheilung, pag. 170, wo dieser Unterschied zwischen Rigikulm und Zürich 6° betrug). Die Theorie der Strahlung ist meines Erachtens nicht genügend, dieses zu erklären.

Für die von mir verfochtene Ansicht sprechen ferner sowohl die schon von Saussure angestellten actinometrischen Versuche auf dem Col de Géant und in Chamounix (vergleiche dessen Reisen § 2052) als auch die in neuerer Zeit von Pouillet in Paris gemachten.

Saussure fand, dass der Unterschied zweier Thermometer, wovon eines im Schatten, das andere der direkten Sonne ausgesetzt war, auf dem Col de Géant im Mittel weniger betrug (1°,723) als in Chamounix, wo dieser Unterschied 2°,063 ausmachte; ferner dass das Minimum dieser Unterschiede sowohl auf dem Col de Géant als im Chamounix am Mittag statt hat, und dass er am grössten in den Stunden ist, wo die Sonne dem Horizont nahe ist.

Die actinometrischen Versuche von Pouillet, die nur in der Ebene stattfanden, ergaben auch ein ähnliches Resultat. Während die Saussure'schen Experimente die bei verdunnter Luft geringere Absorption herausstellen, zeigen die actinometrischen Versuche von Pouillet die Effekte der Absorption auf die Intensität der Sonnenstrahlen; durch je dichtere Luftschichten sie gehen und je länger sie darin verweilen, desto geringer wird ihre Intensität.

Beide Versuche zeigen: 1) dass die grösste Intensität der Sonne und die geringste Absorption am Mittag statt hat; 2) dass erstere abnimmt und letztere zunimmt, je mehr sich die Sonne dem Horizont nähert. Saussure's Versuch zeigt, dass auf hohen Bergen die Absorption geringer ist als in der Ebene, und umgekehrt die Intensität grösser. Die Zahlen, die Saussure für die Differenz der Absorption in Chamounix und auf dem Col de Géant giebt, sind zwar nicht ganz den Barometerständen oder der Dichtigkeit proportional; allein ich glaube, seine Versuchsreihen sind zu kurz, als dass man darauf einen definitiven Schluss basiren könnte; ferner ist zu bemerken, dass er das Mittel für Chamounix aus 6 Beobachtungsstunden nahm, während das vom Col de Géant aus 8 Stunden erhalten wurde.

Da der Stand der Sonne über dem Horizont und die Dichtigkeit der Luftschichten, durch welche die Sonnenstrahlen dringen, die Hauptfaktoren der Intensität und der Absorption der Sonne zu sein scheinen, so kann man dieselben für die verschiedenen Tagesstunden sowohl als für verschiedene Gegenden berechnen, wenn man diejenige, wo die Sonne im Zenith steht, am Meeresstrand oder bei 760^{mm} des Barometers als Einheit annimmt. Nenne ich die Intensität J, die Absorption A, die Sonnenhöhe s, den Barometerstand B, so ist dann

$$J = \frac{B}{760^{m}} \,.\, R \,.\, \mathrm{Sin} \,.\, s \qquad \text{und}$$

$$A = \frac{B}{760^{m}} \cdot \frac{R}{\mathrm{Sin}\ s}$$

Daraus erhält man, wenn B = 760^{mm}

	Absorption	Intensität	
bei 90°	= 1,000	1,0000	90° = 1,00
85°	= 1,0038	0,9961	
80°	= 1,0154	0,9848	
75°	= 1,0353	0,9659	
70°	= 1,0641	0,9396	
65°	= 1,1033	0,9063	65° = 0,906
60°	= 1,1547	0,8660	
55°	= 1,2207	0,8191	54° = 0,809
50°	= 1,3054	0,7660	
45°	= 1,4142	0,7071	45° = 0,707
40°	= 1,5557	0,6427	37° = 0,601
35°	= 1,7434	0,5735	
30°	= 2,0000	0,5000	30° = 0,5000
25°	= 2,3662	0,4226	
20°	= 2,9238	0,3420	24° = 0,406
15°	= 3,8637	0,2588	18° = 0,309
10°	= 5,7587	0,1736	12° = 0,207
5°	= 11,473	0,0871	6° = 0,104

Man sieht aus der letzten Colonne, dass von 90° bis 65° Sonnenhöhe die Intensität sich nur um 0,1 vermindert, von da bis 54° wieder 0,1 u. s. w. bis vom 30sten Grad weg alle 6 Grad eine Verminderung von 0,1 der Wärmeintensität eintritt. — Man begreift, dass darin der hauptsächlichste Grund liegt, warum unter den Tropen die tägliche Temperatur fast nicht verschieden ist von der mittleren jährlichen; und warum die Schneegrenze vom Aequator bis zum 20. Grad Breite nicht mehr als 600 Fuss fällt, während dieses Fallen vom 46. bis zum 67. Grad nördl. Br. 3700 Fuss beträgt, wie Wahlenberg schon bemerkte. (Vid. dessen Bericht über Messungen in Lappland pag. 60.)

Man sieht aber auch daraus, wie es möglich ist, dass in Enonteki unter dem 68. Breitengrade die mittlere Temperatur eines Sommertages noch 16^0 betragen kann. Leider fehlt mir der Raum, um dieses Alles mit Zahlen zu unterstützen.

Ich will zum Schlusse nur noch darauf hinweisen, dass die schon von Saussure hervorgehobene Thatsache der geringern Temperaturdifferenz zwischen Winter und Sommer, zwischen Nacht- und Tagzeit, auf grossen Höhen verglichen mit der Ebene, und die daherige Vergrösserung des Werthes der Höhe für 1^0 Temperaturveränderung — dass dieses beides nur von der Intensität der Sonnenwärme abhängt, wie aus folgender kleinen Tabelle ersichtlich ist; ebenso, dass der Werth der Höhe für 1^0 Temperaturabnahme gegen Norden zu nothwendig wachsen muss, wie er auch wächst, wenn man sich auf den Bergen erhebt.

Die erste Verticalcolonne giebt eine Reihe Barometerstände, die von 10 zu 10^{mm} distanzirt sind; neben denselben stehen (in der zweiten Reihe) Temperaturgrade, die ich als das Ergebniss des Maximums der Intensität der Sonnenstrahlen annehme: die folgenden Reihen, die mit 0,9, 0,8 u. s. w. überschrieben sind, enthalten die um je $^1/_{10}$ verminderten Wärmegrade. Darüber stehen die Grade der Sonnenhöhen, bei welchen die Intensität der Wärme um je 0,1 vermindert wird.

Man sieht daraus, dass bei 1,0 Intensität auf 100^{mm} des Barometers 10 Wärmegrade gehen, bei 0,9 Intensität noch 9 Wärmegrade, bei 0,8 noch 8 Grade u. s. w., dass also mit der Abnahme der Wärmeintensität der Höhenwerth für 1^0 Temperaturverminderung zunehmen muss. — Man sieht aber auch daraus, dass wenn bei einem Barometerstand von 760^{mm} die Differenz von 0,1 an Intensität der Sonne 4 Grad Wärme ausmacht, dieses bei 660^{mm} nur noch 3 Grad beträgt.

Anzahl Millimeter auf 1° Celsius.	10^{mm}	11,1^{mm}	12,5^{mm}	14,2^{mm}	16,6	20,0^{mm}	25	33,3	50	100
Sonnenhöhe	90°	65°	54°	45°	37°	30°	24°	18°	12°	6°
Intensität	1	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,1
760^{mm}	40°	36°	32°	28°	24°	20°	16°	12°	8°	4°
750	39°	35,1	31,2	27,3	23,4	19,5	15,6	11,7	7,8	3,9
740	38°	34,2	30,4	26,6	22,8	19,0	15,2	11,4	7,6	3,8
730	37°	33,3	29,6	25,9	22,2	18,5	14,8	11,1	7,4	3,7
720	36°	32,4	28,8	25,2	21,6	18,0	14,4	10,8	7,2	3,6
710	35°	31,5	28,0	24,5	21,0	17,5	14,0	10,5	7,0	3,5
700	34°	30,6	27,2	23,8	20,4	17,0	13,6	10,2	6,8	3,4
690	33°	29,7	26,4	23,1	19,8	16,5	13,2	9,9	6,6	3,3
680	32°	28,8	25,6	22,4	19,2	16,0	12,8	9,6	6,4	3,2
670	31°	27,9	24,8	21,7	18,6	15,5	12,4	9,3	6,2	3,1
660	30°	27°	24°	21°	18°	15°	12°	9°	6°,0	3°

M. Zwicky.

Ueber Ableitung von Kristallformen.

(Vorgetragen den 16. April 18C4.)

Nehmen wir ein beliebiges Polyeder, so giebt es immer ein anderes, bei welchem die Anzahl der Flächen und Ecken vertauscht gleich ist der Anzahl der Flächen und Ecken des ersten, die Anzahl der Kanten aber in beiden Polyedern gleich gross ist. Unter der gegebenen Voraussetzung erhellt die gleiche Anzahl der Kanten aus dem Euler'schen Satz: $e + f = k + 2$. Solche Polyeder heissen zugeordnet, polar.