



UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Joh. Müller's Lehrbuch der kosmischen Physik

Müller, Johann Heinrich Jacob

Braunschweig, 1894

Erstes Capitel. Verbreitung der Wärme auf der Erde.

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

Erstes Capitel.

Verbreitung der Wärme auf der Erde.

Die Meteorologie. Steigen wir aus den Himmelsräumen herab 164 auf die Oberfläche der Erde, so befinden wir uns auf einem Schauplatz, auf welchem sich nicht bloss physikalische Phänomene entwickeln, sondern auf welchem uns auch ein reiches, vielgestaltetes organisches Leben entgegentritt. Zu den wichtigsten Factoren, durch welche das Leben der Pflanzen- und Thierwelt von den einfachsten und niedrigsten Formen bis zu den entwickeltsten und vollendetsten vermittelt wird, gehören ohne Zweifel die Luft, das Wasser und die Wärme.

Alles organische Leben ist durch Stoffwechsel bedingt, der Stoffwechsel hängt aber von einer gewissen Beweglichkeit der Atome ab, welche nur bei luftförmigen und tropfbaren flüssigen Körpern vorhanden ist. Die Beweglichkeit der Theilchen, ohne welche Stoffwechsel und mithin organisches Leben unmöglich ist, wird aber nur durch die Wärme erhalten. Ohne Wärme erstarren alle Flüssigkeiten und eine vollständige Erstarrung führt den Tod aller Organismen nach sich.

Während also Luft und Wasser diejenigen Stoffe sind, welche vorzugsweise als Träger des organischen Lebens bezeichnet werden müssen, erscheint uns unter allen Naturkräften keine für das organische Leben unentbehrlicher als die Wärme.

Die Wärme ist auf der Erdoberfläche und in der Atmosphäre nicht nur ungleich verbreitet, sondern diese Verbreitung selbst ist einem beständigen Wechsel unterworfen, welcher Luftströmungen (Winde) erzeugt und auf der einen Seite massenhafte Verdampfung des Wassers, auf der anderen Seite aber den Niederschlag des in der Atmosphäre verbreiteten Wasserdampfes bedingt, wodurch dann Wolken, Regen, Schnee u. s. w. erzeugt werden.

Der jeweilige Wärme- und Feuchtigkeitszustand der Atmosphäre und die damit zusammenhängenden Erscheinungen werden gewöhnlich als Witterung bezeichnet.

Die Gesammtheit der Witterungsverhältnisse eines Ortes nennt man das Klima desselben.

Mit dem Namen der Meteorologie bezeichnet man denjenigen Zweig der Naturlehre, welcher sich mit der Untersuchung der Witterungserscheinungen und den damit zusammenhängenden atmosphärischen Phänomenen beschäftigt.

Wenn man die Meteorologie hinsichtlich der Sicherheit ihrer Resultate mit der Astronomie vergleicht, so fällt diese Vergleichung im höchsten Grade ungünstig für die Meteorologie aus.

Auf Jahrzehnte, ja auf Jahrhunderte voraus kann man den Moment berechnen, in welchem eine Sonnen- oder Mondfinsterniss beginnen und aufhören wird. Mit gleicher Sicherheit kann man die Stelle am Himmelsgewölbe vorausbestimmen, an welcher ein Planet in einem bestimmten Zeitpunkte stehen wird, so dass man jetzt ein Fernrohr so aufzustellen im Stande ist, dass ein bestimmter Planet nach zehn, ja nach hundert Jahren an einem bestimmten Tage zu einer bestimmten Stunde das Gesichtsfeld des Fernrohrs passiren muss. — Dagegen ist es meist unmöglich, die Witterung nur auf wenige Tage, oft auch nur auf wenige Stunden mit Sicherheit voraus zu bestimmen.

Wollte man aus der Vergleichung astronomischer und meteorologischer Vorausbestimmungen einen Schluss ziehen auf die Sicherheit unserer Erkenntniss derjenigen physikalischen Gesetze, welche beiden Disciplinen zu Grunde liegen, so würde man doch einen grossen Irrthum begehen.

Die Bewegungen der Himmelskörper sind nur durch mechanische Gesetze bedingt; die Erklärung der meteorologischen Erscheinungen müssen wir dagegen vorzugsweise in den Gesetzen der Wärmelehre suchen.

Wenn nun freilich die Mechanik die vollendetste aller physikalischen Disciplinen ist, so sind doch auch die empirischen Gesetze der Wärmelehre so fest begründet, und die mechanische Wärmetheorie ist bereits so weit ausgebildet, dass der Abstand zwischen der wissenschaftlichen Vollendung der Mechanik und der Wärmelehre keineswegs so gross ist, als es nach dem obigen Vergleich astronomischer und meteorologischer Vorausbestimmungen scheinen möchte.

Die Unsicherheit meteorologischer Vorausbestimmungen rührt also nicht von der Unsicherheit der physikalischen Gesetze her, welche hier in Anwendung kommen, sondern daher, dass die hier thätigen Kräfte unter den complicirtesten und stets wechselnden Verhältnissen zur Wirkung gelangen.

Die Bewegung der Planeten ist fast ausschliesslich durch die Massenanziehung der Sonne bestimmt, die Störungen, welche die Planetenbahnen durch die gegenseitige Einwirkung der Planeten unter einander erleiden,

sind äusserst gering. Wären in unserem Planetensystem zwei Sonnen vorhanden, welche um einen gemeinschaftlichen Schwerpunkt kreisen, wie dies bei den Doppelsternsystemen wirklich der Fall ist, so würden die Bewegungen der in diesem System etwa vorhandenen Planeten schon der verwickeltesten Art sein, und gewiss würde die Sicherheit der Vorausberechnung für ein solches System weit hinter der Sicherheit unserer Astronomie zurückbleiben, obgleich hier wie dort das Gesetz der allgemeinen Massenanziehung den Gang der Erscheinungen beherrscht.

Die Wärme auf der Erdoberfläche rührt, wie wir bald sehen werden, fast ausschliesslich von den Sonnenstrahlen her.

Wäre nun die Erdoberfläche überall ganz gleicher Natur, bestände sie z. B. mit Ausschluss allen Wassers überall aus derselben Gesteinsart ohne alle Erhebung, und wäre die Erde wie der Mond ohne Atmosphäre, so wäre der Gang der calorischen Erscheinungen auf der Erdoberfläche ohne Zweifel von der grössten Regelmässigkeit. So aber wirken die Sonnenstrahlen bald auf Wasser, bald auf Land; bald ist der Boden ihrer Wirkung direct ausgesetzt, bald werden sie von dichten Wolkenmassen aufgehalten. Die an einem Orte durch die Sonnenstrahlen entwickelte Wärme wird durch die Luft- und Meeresströmungen anderen Gegenden zugeführt. Die Wirkung der Sonnenstrahlen auf die Erdoberfläche wird also durch so mannigfaltige Einflüsse modificirt, die uns zum Theil nicht einmal genügend bekannt sind, dass ein einfacher, mit Sicherheit voraus zu bestimmender Gang der Erscheinungen nicht möglich ist, obgleich wir im Stande sind, den Zusammenhang der meteorologischen Erscheinungen nachzuweisen.

Erwärmung der Erdoberfläche durch die Sonnenstrahlen. 165 Die Erwärmung unserer Erdoberfläche und der Atmosphäre stammt fast ausschliesslich von der Sonne her; denn die eigenthümliche Wärme des Erdkörpers ist auf seiner Oberfläche nicht mehr merklich und die Wärmemenge, welche durch chemische Processe, z. B. durch Verbrennung entwickelt wird, ist verschwindend gegen die Wärmequantitäten, welche den Gang der meteorologischen Verhältnisse bedingen. Die Sonnenstrahlen allein sind es also, welche theilweise in der Atmosphäre, vorzugsweise aber von der Erdoberfläche absorbirt und in fühlbare Wärme verwandelt, die zur Erhaltung der thierischen und pflanzlichen Organismen nöthige Wärme liefern.

Die Erwärmung des Bodens hängt von der Richtung ab, in welcher die Sonnenstrahlen ihn treffen, und da diese Richtung eine nach bestimmten Gesetzen regelmässig wechselnde ist, so ist klar, dass der Erwärmungszustand der Erdoberfläche und der unteren Schichten der Atmosphäre periodischen Variationen folgen muss, und zwar haben wir eine tägliche und eine jährliche Periode im Gange der Lufttemperatur (der Temperatur der untersten Luftschichten) zu unterscheiden.

Während der Erde durch die Sonnenstrahlen Wärme zugeführt wird, verliert sie auf der anderen Seite Wärme durch Ausstrahlung gegen die kälteren Himmelsräume. Im Allgemeinen halten sich Ein- und Ausstrahlung das Gleichgewicht, d. h. die Summe der Wärme, welche der Erde durch die Sonnenstrahlen zugeführt wird, ist derjenigen gleich, welche sie durch Ausstrahlung verliert. Dabei ist aber die Wärme über die Erdoberfläche weder gleichförmig noch unveränderlich vertheilt. Die höchste Erwärmung der Erdoberfläche und der unteren Luftschichten finden wir in den Aequatorialgegenden, während es um so kälter wird, je mehr wir uns den Polen nähern. Fassen wir aber die Temperatur irgend eines bestimmten Ortes auf der Erdoberfläche ins Auge, so zeigt sich, dass sie beständigen Schwankungen unterworfen ist, indem in Folge der veränderlichen Stellung der Sonne gegen die Erdoberfläche bald die Einstrahlung, bald die Ausstrahlung das Uebergewicht gewinnt.

Da nun aber die Veränderungen, welche die Stellung der Sonne gegen die Erdoberfläche erfährt, an zwei Perioden, eine tägliche und eine jährliche, gebunden sind, so ist klar, dass auch die Variationen der Temperatur an irgend einem Orte der Erdoberfläche eine tägliche und eine jährliche Periode befolgen müssen.

166 **Die fünf Zonen.** Für verschiedene Gegenden der Erdoberfläche sind die Insulationsverhältnisse äusserst ungleich. Innerhalb der Wendekreise, wo Tag und Nacht das ganze Jahr hindurch fast gleich sind, wo die Sonne bei ihrem höchsten Mittagsstande das Zenith passirt, und wo die niedrigste Mittagshöhe mindestens 43° (die niedrigste Mittagshöhe der Sonne ist für die Wendekreise $43^{\circ} 6'$, für den Aequator $66^{\circ} 33'$) beträgt, wo also täglich die Sonnenstrahlen eine kräftige Wirkung ausüben können, muss auch stets eine hohe Lufttemperatur herrschen. Jener zwischen den Wendekreisen gelegene Aequatorialgürtel wird deshalb auch die heisse Zone genannt. Sie ist der Schauplatz des reichsten Thier- und Pflanzenlebens.

Die Gegenden der heissen Zone werden auch die Tropen genannt, weil sie zwischen den Wendekreisen, den circulis tropicis, liegen.

Den Gegensatz der heissen Zone bilden die Umgebungen der Pole. Innerhalb der beiden von den Polarkreisen ($66^{\circ} 33'$ nördlicher und südlicher Breite) begrenzten Kugelabschnitte kommt die Sonne Tage, Wochen, Monate lang gar nicht über den Horizont, und auch dann nur, um in sehr schräger Richtung den Boden zu bescheinen; hier also kann nur eine geringe Wärmeentwicklung stattfinden und hier starrt deshalb auch fast das ganze Jahr hindurch die Natur in Schnee und Eis.

Der von dem nördlichen Polarkreis eingeschlossene Raum wird die nördliche, der von dem südlichen Polarkreis eingeschlossene Raum die südliche kalte Zone genannt.

Der Gürtel zwischen dem nördlichen Wendekreis und dem nördlichen Polarkreis bildet die nördliche gemässigte Zone, gleichwie die süd-

liche gemässigte Zone sich vom südlichen Wendekreise bis zum südlichen Polarkreis erstreckt. Je mehr man in diesen gemässigten Zonen gegen die Polarkreise vordringt, desto mehr nähern sich die Temperaturverhältnisse denen der kalten Zone.

Im Allgemeinen also sind die Temperaturverhältnisse eines Ortes eine Function seines Abstandes vom Aequator, also seiner geographischen Breite, und wenn sie nur von den Insolationsverhältnissen bedingt wären, wenn nicht andere Factoren modificirend einwirkten, so müsste die mittlere Lufttemperatur gleich sein für alle Orte gleicher geographischer Breite. Wir werden bald sehen, dass, und warum dies nicht der Fall ist.

Die tägliche Periode. Wenn die Sonne, nachdem sie am östlichen Himmel aufgegangen ist, höher und höher über den Horizont sich erhebt, so muss die immer kräftiger wirkende Insolation ein Steigen der Lufttemperatur zur Folge haben. Wenn die Sonne ihren höchsten Stand erreicht hat, so ist jedoch die Temperatur der Erdoberfläche noch keineswegs so hoch gestiegen, dass sie ebenso viel Wärme gegen den Himmelsraum ausstrahlen könnte, als sie durch die Sonnenstrahlen empfängt. Deshalb dauert das Steigen der Temperatur noch über Mittag fort, und erst 1 bis 2 Stunden nach der Culmination der Sonne, wenn ihre Höhe schon merklich abgenommen hat, tritt ein momentaner Gleichgewichtszustand zwischen Ein- und Ausstrahlung ein, das Maximum der täglichen Temperatur findet deshalb erst um 1 bis 2 Uhr Nachmittags statt. Von da an aber gewinnt bei immer mehr sinkender Sonne die Ausstrahlung das Uebergewicht, die Temperatur sinkt anfangs langsam, dann rascher in den Abendstunden. Während der Nacht, wo gar keine Einstrahlung stattfindet, dauert das Sinken der Temperatur mit abnehmender Schnelligkeit fort, bis sie zur Zeit des Sonnenaufganges ihr Minimum erreicht hat.

Da im Sommer die Sonnenhöhen im Laufe des Tages zwischen weiteren Grenzen variiren (zwischen 0 und 63° für das mittlere Deutschland), als im Winter (zwischen 0 und 17° für den $50.$ Breitengrad), so ist klar, dass die Grenzen, zwischen welchen die Temperatur im Laufe eines Tages schwankt, im Sommer weiter aus einander liegen als im Winter. In der That beträgt z. B. für München die Differenz zwischen der höchsten und niedrigsten Temperatur des Tages im Monat Januar im Durchschnitt nur $3,4^{\circ} C.$, während im Juli das tägliche Maximum durchschnittlich $8,9^{\circ}$ höher ist, als das tägliche Minimum.

Aus ähnlichen Gründen müssen nun auch die täglichen Temperaturschwankungen in den Aequatorialgegenden viel bedeutender sein, als in höheren Breiten. Auch dies wird durch die Erfahrung bestätigt; so beobachtete z. B. Barth auf seiner Reise in das Innere von Afrika vom Aufgang der Sonne bis zum Nachmittag oft ein Steigen von 6 auf 30 , ja von 8 auf 43° Celsius.

Im Allgemeinen bestätigt die Erfahrung allerdings die Resultate unserer obigen Ausführungen über den täglichen Gang der Wärme, sobald wir aber einzelne Tage herausgreifen, finden wir häufig solche Störungen des normalen Ganges, dass das Gesetz vollständig verwischt erscheint.

Von der Natur dieser Störungen und ihren Ursachen wird weiter unten die Rede sein.

168 Die Jahreszeiten. Die Sonne theilt nicht allein mit dem ganzen Himmelsgewölbe die tägliche Umdrehung, sondern sie legt im Laufe eines Jahres am Himmelsgewölbe eine Bahn zurück, welche zur Hälfte nördlich, zur anderen Hälfte südlich von dem Himmelsäquator liegt. Eine Folge davon ist, dass wenigstens in den gemässigten Zonen Tagesdauer und Mittagshöhe der Sonne ein halbes Jahr lang zunehmen, um dann in der folgenden Jahreshälfte in gleicher Weise wieder abzunehmen. Dies hat dann den regelmässigen Wechsel der Jahreszeiten zur Folge, deren Verlauf wir zunächst für die geographische Breite des mittleren Deutschlands betrachten wollen.

Am 20. März passirt die Sonne den Himmelsäquator, um von der südlichen auf die nördliche Himmelskugel überzugehen. Tag und Nacht sind gleich lang, und die Mittagshöhe, zu welcher die Sonne ansteigt, beträgt für einen Ort von 50^o geographischer Breite 40^o. Nun aber findet eine rasche Zunahme der Mittagshöhe der Sonne sowohl wie auch der Tagesdauer statt; bei immer kräftiger werdender Insolation bleibt der Boden nun länger und länger dem erwärmenden Einfluss der Sonnenstrahlen ausgesetzt, die Lufttemperatur muss also steigen.

Allmählich wird die Zunahme der Tagesdauer und der Mittagshöhe langsamer, bis endlich am 21. Juni die Sonne ihre grösste nördliche Breite erreicht, und somit auch der längste Tag von 16 Stunden und die grösste Mittagshöhe der Sonne von 63¹/₂ Graden eintritt.

Aus demselben Grunde, warum das tägliche Maximum der Temperatur nicht auf die Mittagsstunde fällt, tritt auch das jährliche Temperaturmaximum nicht mit dem längsten Tage ein, sondern später, so dass im Durchschnitt der Juli der heisseste Monat ist.

Nach dem längsten Tage nimmt die Tagesdauer und die Mittagshöhe der Sonne erst langsam, dann rascher ab, und mit der raschen Abnahme beider stellt sich dann auch ein Sinken der Luftwärme ein. Am 22. September, dem Herbstäquinocium, passirt die Sonne abermals den Himmelsäquator, um auf die südliche Hemisphäre der Himmelskugel überzugehen. Nun werden die Nächte länger als der Tag, die Mittagshöhe der Sonne nimmt mehr und mehr ab, bis sie am 21. December, als am kürzesten Tage (von 8 Stunden) ihr Minimum von 17 Grad erreicht. Unter diesen Umständen, da die Wirkung der ohnehin sehr schräg auffallenden Sonnenstrahlen nur auf wenige Stunden beschränkt bleibt, und der Boden die lange Nacht hindurch Wärme durch Ausstrahlung verliert, muss die Lufttemperatur bedeutend sinken; doch tritt das Minimum der Jahres-

temperatur in der Regel erst gegen die Mitte des Januar ein, da unmittelbar nach dem kürzesten Tage die Zunahme der Tageslänge und der Mittagshöhe der Sonne noch zu unbedeutend ist, um ein Steigen der Temperatur bewirken zu können.

So ist denn im Allgemeinen der Gang der Lufttemperatur im Laufe des Jahres für Deutschland folgender: Von der Mitte Januar an steigt die Temperatur bis gegen die Mitte Juli, um von da allmählich bis zur Mitte Januar wieder abzunehmen. Das Steigen und Fallen der Temperatur geschieht am langsamsten vor und nach der Zeit des jährlichen Maximums und Minimums, am schnellsten zur Zeit der Aequinoctien.

Die drei heissesten Monate, Juni, Juli und August, bilden den Sommer, die Zeit, in welcher die kräftigste Entwicklung der Vegetation vor sich geht. Den Winter bilden die drei kältesten Monate, December, Januar und Februar, während welcher die Vegetation fast gänzlich ruht. Während des Frühlings, März, April und Mai, findet ein allmähliches Erwachen, während des Herbstes, September, October und November, ein allmähliches Absterben der Pflanzenwelt statt.

Die Differenz zwischen der mittleren Temperatur des heissesten und des kältesten Monats beträgt für Deutschland im Durchschnitt 20° C.

Der oben beschriebene Wechsel der Jahreszeiten bezieht sich auf Länder mittlerer geographischer Breite; in höheren wie in niederen Breiten gestaltet sich die Sache wesentlich anders.

Unter höheren Breiten wird die Dauer des kürzesten Tages immer geringer, die Sonnenhöhe immer unbedeutender, die Winterkälte muss also gegen die Pole hin immer zunehmen; zugleich aber nimmt die Dauer des Winters zu, denn während der Aequinoctialperiode ist die Wirkung der Sonnenstrahlen in jenen Ländern noch viel zu gering, um Eis und Schnee zu schmelzen oder das Gefrieren des Wassers zu verhindern, der Winter erstreckt sich also noch über einen Theil der Monate, welche bei uns den Frühling und den Herbst ausmachen. Im Sommer aber wird die im Vergleich zu unseren Gegenden geringere Mittagshöhe der Sonne durch die längere Dauer der Sommertage nahezu wieder ausgeglichen (unter dem 60. Breitengrade z. B., welcher ungefähr über Petersburg und Stockholm geht, ist der längste Tag $18\frac{1}{2}$ Stunden, die höchste Mittagshöhe der Sonne $53\frac{1}{2}^{\circ}$), so dass die Sommerhitze immer noch eine sehr bedeutende werden kann. In jenen Gegenden herrscht also ein langer kalter Winter, welcher rasch in einen heissen kurzen Sommer übergeht, so dass die Uebergangs-Jahreszeiten, Frühling und Herbst, mehr und mehr verschwinden.

Innerhalb der Polarkreise fallen endlich die Sonnenstrahlen selbst zur Zeit der grössten Sonnenhöhe noch so schräg auf, dass sie trotz der langen Tagesdauer keine kräftige Erwärmung hervorbringen können; statt des Sommers tritt nur eine mehr oder weniger bedeutende Unterbrechung in der Strenge der Winterkälte ein.

Wenden wir uns von Deutschland aus zu den südlicheren Ländern, so muss dort aus zweierlei Gründen der Winter immer milder werden, denn einmal erreicht die Sonne selbst zur Zeit des Wintersolstitiums noch eine ziemlich bedeutende Mittagshöhe (unter dem 30. Breitengrade z. B. noch $36\frac{1}{2}^{\circ}$), während zugleich die Dauer der Wintertage grösser ist als bei uns (für den 30. Breitengrad z. B. ist die Dauer des kürzesten Tages 10 Stunden 4 Minuten). Während so die Winterwärme steigt, wächst die Sommerwärme nicht in gleichem Maasse, denn die Wirkung der grösseren Sonnenhöhe wird dadurch zum Theil neutralisirt, dass die Sommertage nicht so lang sind wie bei uns.

Die Differenz zwischen Sommer- und Wintertemperatur muss also um so mehr abnehmen, je mehr wir uns von den Polen aus den Wendekreisen nähern.

Innerhalb der Wendekreise aber verschwindet der Charakter unserer Jahreszeiten fast ganz. Auf dem Aequator passirt die Sonne zweimal, im März und September, das Zenith, während die niedrigste Mittagshöhe der Sonne (Ende Juni und December) noch $66\frac{1}{2}^{\circ}$ beträgt. Bedenkt man ferner, dass auf dem Aequator das ganze Jahr hindurch Tag und Nacht gleich sind, so begreift man leicht, dass die jährlichen Temperaturvariationen für die Aequatorialgegenden nur sehr unbedeutend sein können.

Vom Aequator aus gegen die Wendekreise hin wird allmählich der Charakter unserer Jahreszeiten wieder merklich, während er erst in den gemässigten Zonen entschieden zur Geltung kommt.

In den südlichen gemässigten Zonen wechseln die Jahreszeiten wie bei uns, nur ist begreiflich dort Winter, wenn wir Sommer haben und umgekehrt.

Im Allgemeinen bestätigt die Erfahrung die Resultate der obigen Betrachtung. So beträgt z. B. die Differenz zwischen der mittleren Temperatur des heissesten und des kältesten Monats für

Quito	1,7° C.
Havannah	5,6
Mexico	7,0
Palermo	14,0
Rom	17,4
München	20,2
Prag	22,0
Moskau	30,0
Irkutsk	38,7
Jakutsk	61,5

169 **Modificationen normaler Temperaturverhältnisse.** Die durch die Attraction der Sonne vorgeschriebene Bahn eines jeden Planeten wird durch den störenden Einfluss der übrigen kaum alterirt, die Störungen spielen hier nur eine untergeordnete Rolle. Anders ist es mit den klimatischen Verhältnissen. Allerdings ist der Erwärmungs-

zustand der unteren Luftschichten eine Function der Insulationsverhältnisse, aber eine Function, in welcher mehrere mannigfach wechselnde Factoren eintreten, so dass die Störungen den regelmässigen Gang oft gänzlich maskiren. Wäre die Natur der Erdoberfläche überall dieselbe (d. h. fehlte die Abwechslung zwischen Wasser und Land, zwischen Berg und Thal, zwischen bewaldetem und pflanzenleerem Boden), würde die Wirkung der Insolation nicht durch wechselnde Bewölkung des Himmels modificirt, und würde die Wärme nicht durch Luft und Meeresströmungen von einem Orte zum anderen fortgeführt, so müssten nicht allein alle Orte gleicher geographischer Breite gleiche klimatische Verhältnisse haben, sondern es müssten auch die täglichen und jährlichen Variationen der Lufttemperatur vollkommen regelmässig verlaufen.

Dem ist aber in der That nicht so. — So hat z. B. Neapel eine mittlere Jahreswärme von $15,9^{\circ}\text{C}$., während bei gleicher nördlicher Breite New-York nur eine mittlere Jahreswärme von $11,0^{\circ}$ hat. Christiania hat eine etwas grössere mittlere Jahreswärme ($5,2^{\circ}$) als Quebec ($4,2^{\circ}$) und doch liegt Quebec um mehr als 13 Breitengrade südlicher als Christiania. Ebenso ist an einem und demselben Orte der Gang der Wärme von einem Jahre zum anderen sehr verschieden, und demselben Jahrestag entspricht keineswegs stets dieselbe Temperatur, wie es sein müsste, wenn die Luftwärme allein vom Sonnenstande abhinge. So war z. B. zu Frankfurt am Main — $17,5^{\circ}\text{C}$. die mittlere Temperatur des 22. Januar 1850, $+ 10,6^{\circ}$ die desselben Tages im Jahre 1846. — Im Jahre 1846 war zu Frankfurt am Main der 22. Januar um 2° wärmer als der 14. Mai. Ebendasselbst fiel im Jahre 1841 der heisseste Tag auf den 24. Mai (mit 25°C .), im Jahre 1842 aber auf den 19. August (mit $26,2^{\circ}\text{C}$.).

Solche Anomalien zeigen deutlich, wie sehr die Luftwärme ausser den Insulationsverhältnissen noch von anderen mächtig influirenden und veränderlichen Factoren bedingt wird. Wenn am 22. Januar 1846 zu Frankfurt am Main eine Wärme von $10,6^{\circ}\text{C}$. herrschte, so konnte diese hohe Temperatur unmöglich direct durch die Sonnenstrahlen hervorgerufen sein, und zwar um so weniger, als jener Tag ein durchaus bewölkerter Regentag war; die damals herrschenden Südwestwinde hatten die Wärme offenbar aus südlicheren Gegenden zugeführt; ebenso wie die verhältnissmässig niedrige Temperatur des 14. Mai 1846 nur das Resultat rauher Nordostwinde war.

Somit ist denn klar, dass theoretische Betrachtungen nicht genügen, um die klimatischen Verhältnisse eines Landes zu bestimmen oder den Gang der täglichen oder jährlichen Temperaturschwankungen zu ermitteln. Die wahre Vertheilung der Wärme auf der Erdkugel lässt sich nur durch zahlreiche, Jahre lang fortgesetzte Beobachtungen genügend ermitteln. Humboldt hat hier den für alle Naturwissenschaften einzig und allein zur Wahrheit führenden Weg der Induction zuerst mit Erfolg betreten. Auf seinen Reisen auf beiden Hemisphären hat er mit uner-

müdhlichem Eifer zahlreiche Thatsachen gesammelt, und durch geistreiche Combinationen dieser Thatsachen zuerst eine wissenschaftliche Meteorologie begründet.

170 **Thermometer-Beobachtungen.** Um durch die Beobachtung des Thermometers den Gang der Lufttemperatur für irgend einen Ort kennen zu lernen, bedarf es vor Allem guter und zweckmässig aufgestellter Thermometer.

Die zu meteorologischen Beobachtungen dienenden Thermometer sind fast ausschliesslich Quecksilberthermometer. Nur in Ausnahmefällen, z. B. wenn die Temperatur nahe bis zum Gefrierpunkte des Quecksilbers oder selbst noch unter denselben fällt, müssen Weingeistthermometer angewendet werden.

Früher waren in Deutschland zu meteorologischen Beobachtungen fast ausschliesslich Thermometer von Réaumur'scher Scala angewandt worden, in neuerer Zeit aber ist die, ohnehin bei allen übrigen wissenschaftlichen Untersuchungen allgemein benutzte 100theilige Scala mehr und mehr auch bei meteorologischen Beobachtungen eingeführt.

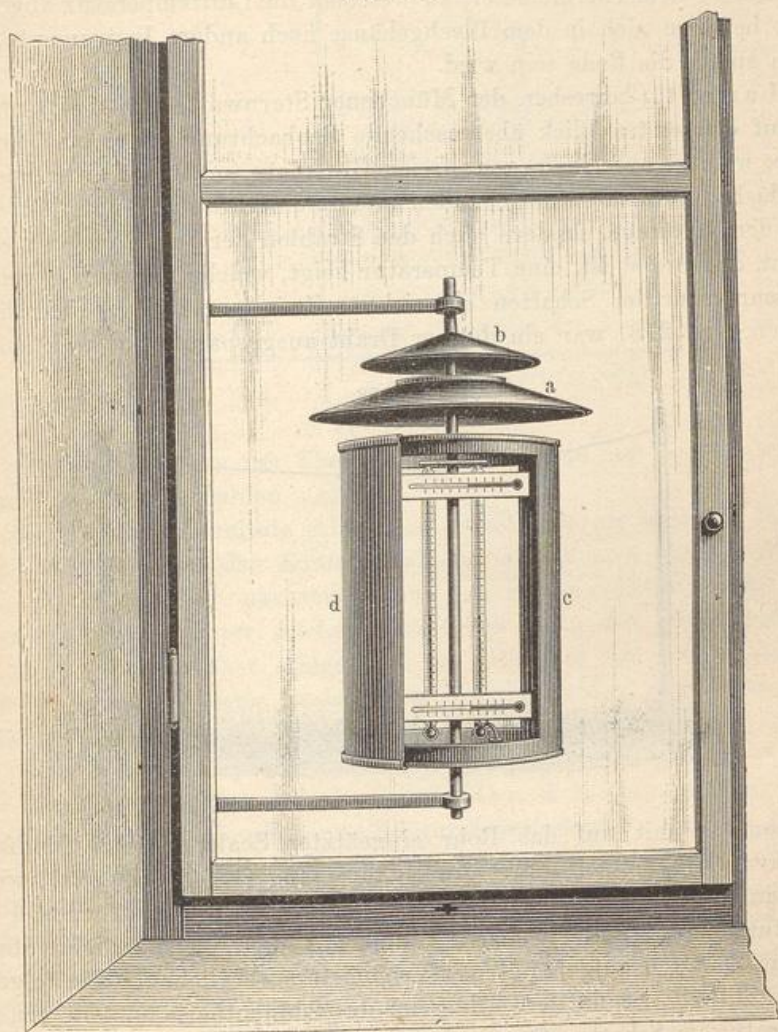
Damit die Thermometer wirklich die Temperatur der freien Luft angeben, müssen sie durch ihre Aufstellung sorgfältig vor allen störenden Einflüssen geschützt sein, was die Societas palatina zu Mannheim schon im Jahre 1781 durch folgende Bestimmungen zu erreichen suchte: „Das Thermometer soll ausserhalb des Zimmers frei, d. h. etwas entfernt sowohl vom Boden als von den Wänden des Gebäudes so aufgehängt werden, dass ihm zwar gegen Norden ein freier Horizont geboten ist, aber sowohl die directen als auch die reflectirten Sonnenstrahlen von ihm abgehalten sind. Beim Ablesen soll man sich hüten, den Stand weder durch den Rauch der Lampe, noch durch den Athem zu verändern.“

Die Thermometer der deutschen meteorologischen Stationen befinden sich in einem Blechgehäuse, Fig. 277, welches unten offen, oben aber von einem conischen Dach *a* überdeckt ist, über dessen obere Oeffnung ein zweites conisches Dächlein *b* so angebracht ist, dass zwischen *a* und *b* noch ein freier Zwischenraum bleibt. An zwei Seiten befinden sich ferner feste cylindrische Blechwände *c*, durch welche die Thermometer gegen störende Bestrahlung geschützt werden können, von denen das eine aber in der Figur nicht sichtbar ist, und zwei drehbare Blechwände *d*, durch welche das Gehäuse verschlossen werden kann, von denen aber der Deutlichkeit wegen ebenfalls nur die eine gezeichnet ist.

Auf diese Weise ist das Thermometer sowohl vor Schnee und Regen als auch vor jeder directen Strahlung geschützt, während ein freier Luftzug nach allen Seiten hin gesichert ist. Aber das Gehäuse selbst darf nicht von den directen Sonnenstrahlen getroffen werden, weil es sich sonst stark erhitzen würde. Da aber selbst eine freie, nach Norden gerichtete Wand im Sommer morgens und abends von den Sonnenstrahlen

getroffen wird, so muss durch leichte, etwa zwei Fuss entfernte Bretter dafür gesorgt sein, dass das Gehäuse mindestens $2\frac{1}{2}$ Stunden vor der Ablesung nicht von der Sonne beschienen werden kann. Es versteht sich von selbst, dass das nach Norden gelegene Zimmer, vor dessen Fenster das Thermometer aufgestellt ist, im Winter nicht geheizt werden

Fig. 277.



darf, und dass das Fenster gleich nach gemachter Ablesung wieder geschlossen werden muss.

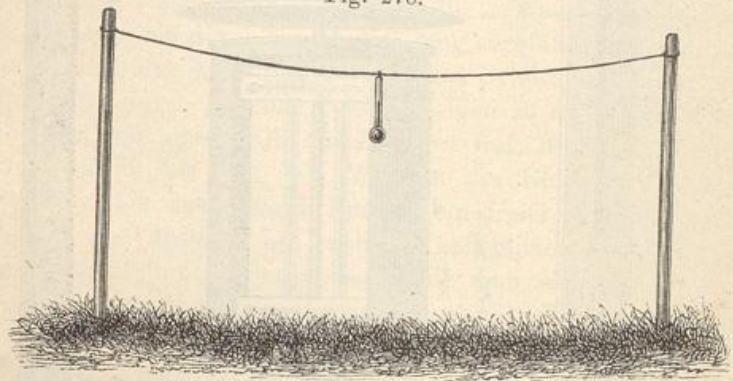
Noch besser als die eben besprochene Aufstellung vor einem nach Norden gelegenen Fenster ist die folgende: Das Blechgehäuse, welches in diesem Falle auch rechteckig sein kann und durch jalousieartige Wände gebildet wird, kommt in ein rechteckiges, von vier Pfählen getragenes, in allen Dimensionen um mindestens 60 cm grösseres Gehäuse von

leichten Brettern zu stehen, welches nach Norden offen, auf der unteren Seite bloss mit zwei Holzleisten zum Tragen des Blechkastens versehen ist. Es soll dasselbe an einer ringsum freien Stelle, wo möglich 3 m über dem Erdboden sich befinden. Behufs der Ablesung wird eine feste oder bewegliche Treppe an das Gerüst gestellt (Wild, Instruction für meteorologische Stationen in Russland).

Ausser dem Thermometer, an welchem die Lufttemperatur abgelesen wird, befinden sich in dem Blechgehäuse noch andere Instrumente, von denen später die Rede sein wird.

Lamont (Jahresber. der Münchener Sternwarte für 1852) machte die auf den ersten Blick überraschende Beobachtung, dass ein Thermometer, welches auf einem ganz freien Grasplatz (nicht auf einer nackten Sandfläche), entfernt von Gebäuden und Bäumen, aufgehängt, also nicht bloss dem Luftzuge, sondern auch den Strahlen der Sonne, wenn dieselbe scheint, ausgesetzt ist, eine Temperatur zeigt, welche nur wenig von der Lufttemperatur im Schatten abweicht. Zwischen zwei 8 Fuss hohen Stangen, Fig. 278, war ein dünner Draht ausgespannt, an welchem ein

Fig. 278.



Thermometer mit auf das Rohr eingätzter Scala mittelst Bindfaden ganz kurz angebunden war. Zwei Jahre lang (1850 und 1851) wurde der Stand dieses Thermometers von Morgens 7 Uhr bis Abends 6 Uhr von Stunde zu Stunde beobachtet und mit dem gleichzeitigen Stande eines im Schatten aufgehängten Thermometers verglichen. Die folgende Tabelle enthält die mittlere Differenz des Sonnenthermometers von der Temperatur im Schatten für die Stunden 7 Uhr Morgens, 12 Uhr Mittags und 6 Uhr Abends im Jahre 1850.

	7 Uhr	12 Uhr	6 Uhr
Januar	- 0,06 ⁰ C.	- 0,07 ⁰ C.	- 0,10 ⁰ C.
Februar	+ 0,11	+ 0,80	+ 0,01
März	- 0,08	+ 1,09	- 0,24
April	0,00	+ 0,16	- 0,26
Mai	- 0,10	+ 0,34	+ 0,04
Juni	- 0,48	+ 0,50	- 0,35
Juli	- 0,49	- 0,09	- 0,08
August	- 0,27	+ 0,40	- 0,18
September	- 0,11	+ 0,90	- 0,80
October	- 0,42	+ 0,30	+ 0,54
November	- 0,17	+ 0,20	- 0,05
December	- 0,16	+ 0,58	- 0,20
Mittel	- 0,19	+ 0,48	- 0,14

Es findet also an der Thermometerkugel eine fast vollständige Reflexion der Sonnenstrahlen statt.

Ganz andere Resultate erhält man freilich, wenn man das Thermometer an einer von den Sonnenstrahlen beschienenen Wand aufhängt oder es dicht über nacktem, von der Sonne beschienenem Sandboden anbringt. Unter solchen Umständen kann das Thermometer bis auf 50⁰C. und darüber steigen, es ist dies aber die Temperatur der Wand oder des Bodens, welche die Wärmestrahlen der Sonne stark absorbiren.

Einen recht guten Werth für die Lufttemperatur erhält man durch die sogenannten Schleuderthermometer, d. h. Thermometer, welche mit dem oberen Ende an einer Schnur befestigt und vor dem Ablesen in rasche schleudernde Bewegung versetzt werden. Selbstverständlich muss aber die Ablesung an einem beschatteten Platze geschehen, damit keine störende Wärmestrahlung seitens der Umgebung auf den Stand des Thermometers einwirkt. Die Zuverlässigkeit der Ablesung wird hier dadurch bewirkt, dass das Thermometer innerhalb kurzer Zeit mit sehr vielen Lufttheilchen in Berührung kommt.

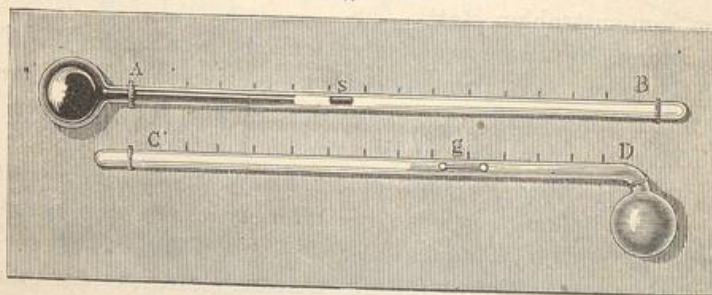
Maximum- und Minimum-Thermometer. Es ist für die 171
 Meteorologie vielfach von Wichtigkeit, die höchste und niedrigste Temperatur zu kennen, welche innerhalb einer gegebenen Zeit, etwa innerhalb 24 Stunden geherrscht hat. Wollte man die Temperaturextreme eines Tages durch Beobachtung gewöhnlicher Thermometer ermitteln, so müsste man die Temperatur immer sehr häufig, mindestens alle Stunde beobachten, ein äusserst mühsames und zeitraubendes und deshalb für die

Dauer nicht durchführbares Geschäft. Man hat deshalb vielfach versucht, Instrumente zu construiren, welche gestatten, das Maximum und Minimum der Temperatur abzulesen, welche zwischen zwei auf einander folgenden Beobachtungsterminen stattgefunden hat. Wir wollen einige derselben näher betrachten.

Rutherford's schon 1794 construirter Thermometrograph ist in Fig. 279 abgebildet. Er besteht aus zwei Thermometern, deren Röhren wagerecht liegen, und von denen das eine ein Quecksilberthermometer, das andere ein Weingeistthermometer ist. In der Röhre des Quecksilberthermometers liegt ein Stahlstiftchen, welches durch die Quecksilbersäule fortgeschoben wird, wenn sich das Quecksilber in der Kugel dieses Thermometers ausdehnt; wenn nun aber das Thermometer erkaltet, so zieht sich die Quecksilbersäule wieder zurück, das Stahlstübchen aber bleibt an der Stelle liegen, bis zu welcher es bei dem höchsten Stande des Thermometers geschoben worden war; ein solches Thermometer giebt also das Maximum der Temperatur an, welches innerhalb einer gewissen Periode geherrscht hat.

In der Röhre des Weingeistthermometers liegt ein ganz feines Glasstübchen, welches an beiden Enden etwas dicker ist, wie man Fig. 279

Fig. 279.

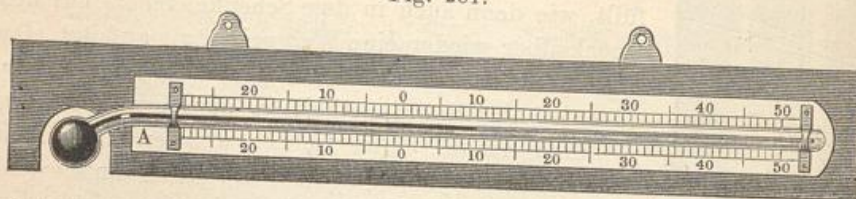


deutlich sieht; das Glasstübchen liegt noch in dem Weingeistsäulchen, und wenn der Weingeist in der Kugel erkaltet und sich die Weingeistsäule in der Röhre bis an das erste Knöpfchen des Glasstübchens zurückgezogen hat, so wird bei fernerm Sinken der Temperatur das Glasstübchen in Folge der Adhäsion zwischen Weingeist und Glas von der noch weiter sich zurückziehenden Weingeistsäule mitgenommen; wenn aber die Flüssigkeit in der Kugel wieder erwärmt wird, so geht beim Steigen des Thermometers die Flüssigkeit an dem Stübchen vorbei, ohne es fortzuschieben; das Stübchen, welches von dunkelfarbigem Glase gemacht sein muss, damit man es deutlich sehen kann, bleibt also an der Stelle liegen, welche dem Minimum der Temperatur entspricht, die innerhalb eines gewissen Zeitraumes herrschte.

Während die Kugel des einen Thermometers auf der rechten Seite liegt, liegt die des anderen links; wenn man nun den ganzen Apparat etwas nach der linken Seite neigt und leise daran stösst, so fällt das

der in der Röhre des Maximum-Thermometers befindliche Stahlstift beim Steigen der Quecksilbersäule bisweilen nicht vorwärts geschoben wird, sondern liegen bleibt, so dass das Quecksilber über ihn hinwegströmt. Es ist dann immer schwierig, den Stift wieder aus dem Quecksilber zu entfernen, und deshalb hat man versucht, den Stahlstift ganz zu vermeiden, und Vorrichtungen zu treffen, durch welche bewirkt wird, dass der Quecksilberfaden selbst beim Sinken der Temperatur liegen bleibt und somit die Maximal-Temperatur anzeigt. Dies hat man dadurch erreicht, dass man entweder in der Nähe der Quecksilberkugel (bei A, Fig. 281) einen Glassplitter inwendig im Rohre mit dem Löthrohre festschmilzt, wodurch eine starke Verengung des Rohres bewirkt wird, oder dass man an einer Stelle den Quecksilberfaden durch ein kleines Luftbläschen in zwei Theile trennt. In beiden Fällen wird der Quecksilberfaden beim Steigen der Temperatur vorwärts geschoben, bleibt aber liegen, wenn die Temperatur zurückgeht. Die zweite Einrichtung ist weniger vollkommen als die erste, weil bei continuirlicher Temperatursteigerung der Quecksilberfaden nicht continuirlich, sondern sprungweise vorgeht. Die Luftblase muss nämlich immer erst bis auf einen gewissen Grad zusammengepresst werden, ehe durch ihre Elasticität die Reibung

Fig. 281.



zwischen dem Quecksilberfaden und dem Glasrohre überwunden ist; ist aber der Faden erst in Bewegung gekommen, so gehört eine etwas geringere Kraft dazu, ihn vorwärts zu treiben; er schnellt daher ein kleines Stück vorwärts und bleibt darauf liegen, worauf die Luftblase erst wieder zusammengedrückt werden muss, um ihn in Bewegung zu setzen.

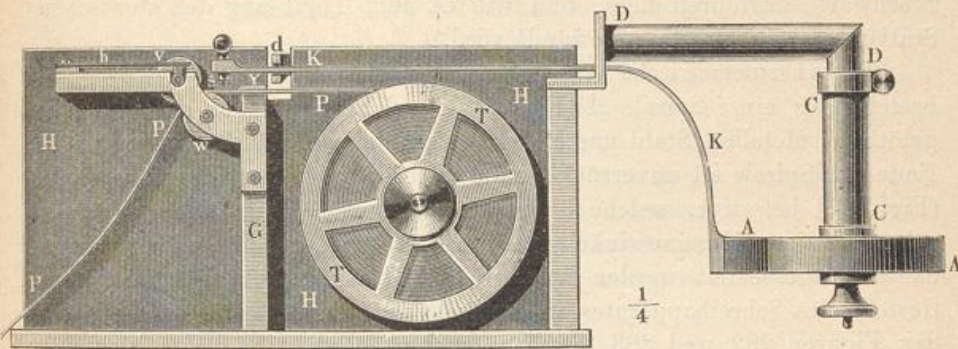
In dem Gehäuse, Fig. 277, ist ausser zwei Quecksilberthermometern (die Kugel des einen ist aus später zu besprechenden Gründen mit einem Läppchen von Mousselin umwickelt) auch noch ein Maximum- und Minimum-Thermometer in der eben besprochenen Art, bisweilen auch noch ein Haarhygrometer angebracht.

172 Die registrirenden Instrumente. Während es für die Mehrzahl der meteorologischen Stationen vollkommen genügend ist, wenn der Stand der Instrumente dreimal täglich beobachtet und notirt wird, so ist es doch höchst wünschenswerth, die Beobachtungen eines grösseren Rayons durch die fortlaufenden Aufzeichnungen einer Centralstation gewissermaassen zu vervollständigen und so für die Wissenschaft nutz-

bringender zu machen. Zur Ausführung solcher fortlaufender Aufzeichnungen hat man nun die selbstregistrirenden Instrumente construirt.

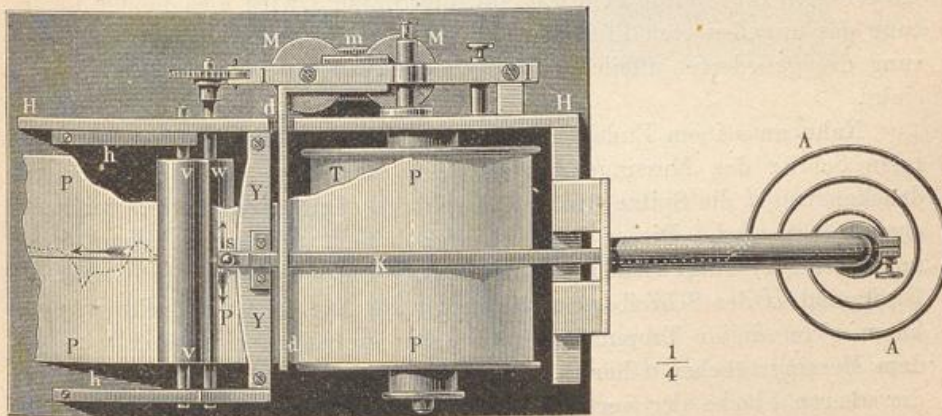
Die älteste Methode solcher Aufzeichnungen bestand darin, den Zeiger des entsprechend zu construierenden Instrumentes mit einem

Fig. 282.



Bleistift zu versehen, welcher auf einem durch ein Uhrwerk mit gleichförmiger Geschwindigkeit fortgeführten Papierstreifen eine Curve zeichnete, deren Abscissen der Zeit, deren Ordinaten aber dem jeweiligen Stande des Instrumentes entsprechen. Diese Methode, welche z. B. bei den Kreil'schen Registrirapparaten Verwendung gefunden hat, leidet an dem Uebelstande, dass bei manchen Instrumenten die Empfindlichkeit

Fig. 283.



derselben durch die Reibung des Bleistiftes auf dem Papier allzu sehr beeinträchtigt wird.

Lamont (Beschreibung der auf der Münchener Sternwarte verwendeten neuen Instrumente und Apparate, 1851) ersetzte den Papierstreifen durch eine um ihre Axe gedrehte Walze, deren Umfang durch Russ geschwärzt ist, den Bleistift aber durch einen Stahlstift.

Hipp änderte die ursprüngliche Methode dahin ab, dass er den Bleistift durch eine Nadelspitze ersetzte, welche nur von Zeit zu Zeit, etwa alle 10 Minuten, momentan in das unterliegende Papier eingedrückt wird, die übrige Zeit hindurch aber nicht mit demselben in Berührung bleibt. Fig. 282 u. Fig. 283 (a. v. S.) stellen ein Hipp'sches Registrir-Thermometer dar, wie es Wild von Hasler in Bern für die Berner Sternwarte ausführen liess, und wie es zum Theil auf den deutschen Stationen der Seewarte angewandt wird.

Der thermometrische Apparat ist ein Metallthermometer, und besteht aus einer Spirale *A* (Fig. 283), welche aus zwei auf einander gelötheten Metallen, Stahl und Messing, zusammengesetzt ist. Das innere Ende der Spirale ist unverrückbar am unteren Ende der Messingröhre *C* (Fig. 282) befestigt, welche über den verticalen Theil eines ebenfalls röhrenförmigen Messingwinkels *DD* geschoben ist und mit einer Zwinge daran festgeklemmt werden kann. Die Messingröhre *D* ist an dem Gestelle des Schreibapparates in einer Weise befestigt, wie man sie aus den Figuren 282 und 283 deutlich ansehen kann. Es muss hier nur noch bemerkt werden, dass, der Raumersparniss wegen, der horizontale Theil der Röhre *D* verhältnissmässig zu kurz und die Spirale *A* zu klein gezeichnet ist. Der horizontale Theil von *D* ist 184 mm lang und der Durchmesser der Spirale beträgt 112 mm.

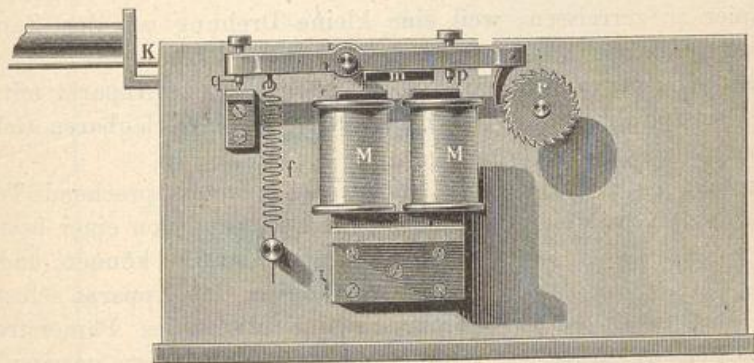
Am äusseren Ende der thermometrischen Spirale ist ein leichter, zuerst nach oben gehender, dann horizontal umgebogener Messingzeiger *KK* angenietet. In das freie Ende dieses Zeigers ist ein Stahlstift eingesetzt, welcher unten eine Nadelspitze *s* trägt. Wenn es wärmer wird, wickelt sich die Spirale *A* etwas auf, die Spitze *s* wird also in der Richtung des ungefederten Pfeilchens hin bewegt, während sie in der Richtung des gefiederten Pfeilchens verschoben wird, wenn die Temperatur sinkt.

Nahe an seinem Ende geht nun der Zeiger *K* durch einen horizontalen Schlitz des Messingstäbchens *d*, so dass also durch ein Niederdrücken von *d* die Spitze *s* in den darunter befindlichen Papierstreifen *P* eingedrückt wird. Dieser Papierstreifen kommt von einer Trommel *T*, auf welcher er aufgewickelt ist, und welche um eine horizontale, auf der Rückwand *H* des Schreibapparates befestigte Axe leicht gedreht werden kann. Von dieser Trommel geht der Papierstreifen *P* zunächst unter dem Messingstäbchen *d* her durch einen feinen Schlitz, welcher zwischen der oberen Fläche der verticalen Messingwand *G* und der darüber angebrachten Messingplatte *Y* frei geblieben ist. Aus diesem Schlitz austretend gelangt dann der Papierstreifen unter der Spitze *s* hinweg zwischen zwei Walzen *v* und *w*, welche beide um horizontale Axen drehbar sind und von denen die obere *v* durch die Federn *h* leicht gegen die andere angeedrückt wird. Sobald nun die eine dieser Walzen in entsprechender Richtung gedreht wird, so wird der Papierstreifen in der Richtung des grösseren Pfeiles fortgezogen. Um die Walze *w* wenigstens

zum Theil sich sichtbar zu machen, erscheint in Fig. 283 ein Stück aus dem Papierstreifen *P* herausgerissen.

Der Gang des Apparates ist folgender: Alle 10 Minuten wird der Strom einer Säule von drei bis sechs grossen 35 cm hohen, mit einer Lösung von Kochsalz und Alaun gefüllten Zink-Kohlenbechern durch Vermittelung einer guten Pendeluhr geschlossen und durch die Windungen eines Elektromagnets *M* hindurchgesandt, welcher auf der Rückseite der Messingwand *H* befestigt und dessen Ansicht in Fig. 284 gegeben ist (in dieser Figur ist nur der Anfang der Röhre *D* dargestellt, die thermometrische Spirale, welche er trägt, ist aber weggelassen). Sobald der Elektromagnet in Thätigkeit gesetzt wird, wird der Anker *m* an- und dadurch die rechte Seite (Fig. 284) des Hebels *l* niedergezogen, wodurch auch das Niederdrücken des Messingstäbchens *d*, Fig. 282, bewerkstelligt wird, welches mittelst eines rechtwinklig gebogenen Stückes am Hebel *l* befestigt ist. Das Niederdrücken des Stäbchens *d* bewirkt

Fig. 284.



alsdann das Eindrücken der Spitze *s* in das Papier, also die Markirung eines Punktes.

Mit dem Niedergang der rechten Seite des Hebels *l* wird auch der hier leicht beweglich eingehängte Stahlhaken so weit hinab bewegt, dass er aus der Lücke des Zahnrades *r*, in welcher er bisher sass, herausgeschoben wird und in die folgende Zahnücke einfällt. Wenn nun nach ganz kurz dauernder Schliessung der Strom wieder unterbrochen wird, der Elektromagnet also seinen Magnetismus wieder verliert, so wird die linke Seite des Hebels *l* durch die Feder *f* niedergezogen und dadurch das Rad *r* um einen Zahn weitergeschoben. Das Zahnrad *r* ist aber auf der Axe der Walze *w* befestigt, so dass dieselbe also jedesmal bei der Unterbrechung des Stromes um einen Winkel gedreht wird, welcher der Breite eines Zahnes des Rades *r* entspricht. Durch diese Drehung der Walze *w*, Fig. 283, wird aber auch der Papierstreifen *P* um eine entsprechende Grösse vorgeschoben und ihm die Stellung gegeben, in welcher er bis zur Markirung des nächsten Punktes verharret.

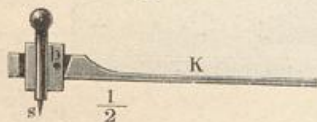
Die Bewegung des Hebels l ist einerseits durch die Schraube p , andererseits durch die Schraube q begrenzt.

Das Drehen der Walze w , also das Fortziehen des Papierstreifens P , erfolgt bereits, ehe die Nadel s ganz aus dem von ihr im Papier gemachten Loch zurückgezogen ist, sie würde also entweder die Bewegung des Papiers hemmen oder einen Riss in dasselbe machen, wenn dergleichen nicht durch eine besondere Vorrichtung verhindert würde. Die Spitze s ist nämlich nicht unmittelbar fest in das Ende des Zeigers K , sondern in ein Messingklötzchen eingesetzt, welches um die horizontale Axe b , Fig. 285, leicht drehbar, in eine verticale rechteckige Höhlung nahe am Ende des Zeigers K eingelassen ist. Wenn K nicht niedergedrückt ist, so nimmt das Messingklötzchen die in Fig. 285 verzeichnete Stellung ein, indem es durch sein Uebergewicht leicht gegen die verticale Wand der Höhlung angedrückt wird, welche die Oeffnung nach der rechten Seite (der Figur) hin begrenzt; ist aber die Spitze in das Papier eingestochen und wird dasselbe dann ein wenig nach links gezogen, so kann die Spitze mit dem Klötzchen leicht folgen, ohne das Papier zu zerreißen, weil eine kleine Drehung um den Zapfen b stattfinden kann.

Zum Schutz gegen Staub u. s. w. ist der ganze Apparat mit Ausnahme der Spirale und ihres Trägers von einem zerlegbaren Gehäuse von Glas und Holz umgeben.

Um aus den markirten Punkten auf die ihnen entsprechende Temperatur schliessen zu können, muss man ihren Abstand von einer bestimmten

Fig. 285.



Abscissenlinie messen können, und eine solche wird durch den Apparat selbst ungefähr in der Mitte des Papierstreifens parallel mit seinen Rändern gezogen. Es geschieht dies durch ein kleines, in unseren Zeichnungen nicht sichtbares Röllchen mit

scharfem Rande, welches in einem auf der Mitte der Messinglamelle Y aufgesetzten Metallstück angebracht ist und welchem eine kleine Vertiefung in der Unterlage entspricht.

Dieses, wie alle Metallthermometer, hat den Nachtheil, dass sein Nullpunkt sich sehr leicht verändert; es ist daher nothwendig, fortwährend die Richtigkeit seiner Angaben zu controliren. Zu diesem Zwecke bringt man in der Nähe der Spirale A (Fig. 283) ein sorgfältig untersuchtes Thermometer, sowie ein zuverlässiges Maximum- und Minimum-Thermometer an, welche letzteren jeden Morgen beim Abnehmen des Papierstreifens PP (Fig. 283) abgelesen und neu eingestellt werden. Die Ablesungen an dem gewöhnlichen Thermometer werden zu passenden Tagesstunden gemacht, an welchen sich die Temperatur wenig ändert. Aus zwei bei möglichst verschiedenen Temperaturen angestellten Vergleichen ersieht man, welcher Temperaturänderung je 1 mm der Ordinatenlängen entspricht. Durch die Ablesungen der bei dem Appa-

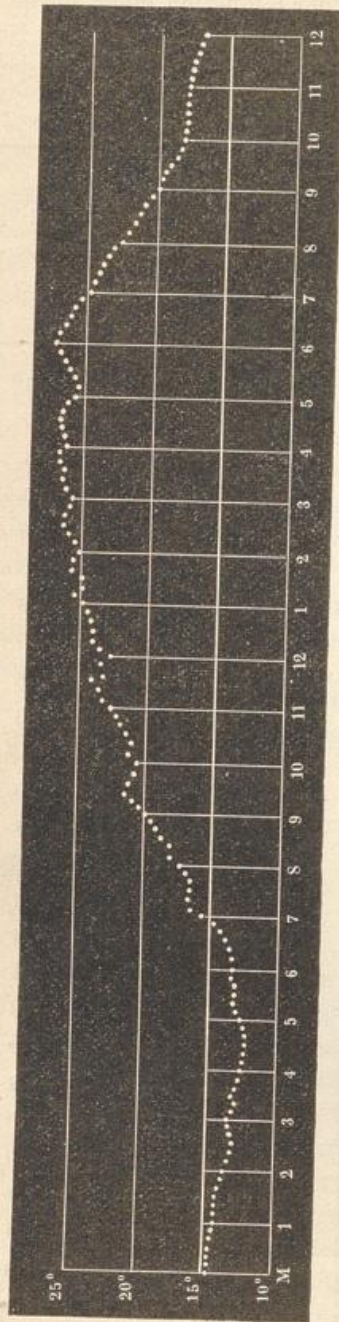
rate angebrachten Thermometer erhält man für die Zeiten dieser Ablesungen verschiedene Werthe der Nulllinie und muss für die Zwischenzeiten ihre Werthe interpoliren. Als Beispiel der Reduction einer solchen Aufzeichnung mögen folgende Zahlen dienen, bei denen zu bemerken ist, dass einer Bewegung des Zeigers von 1 mm eine Aenderung der Temperatur von $0,5^{\circ}\text{C}$. entsprach.

Stunde 1878 Decembr. 22. bis 23.	Phase	Ordinate d. Thermo- grammes ζ mm	$0,5 \cdot \zeta$	Direct ab- gelesene Tempe- ratur	Werth der Nulllinie	Abgeleitete Tempe- ratur
10 U. Vm.		+ 12,00	+ 6,00 ⁰	+ 0,1 ⁰	- 5,90 ⁰	+ 0,1 ⁰
11		10,32	5,16		- 5,88	- 0,7
12		11,59	5,80		- 5,87	- 0,1
1 U. Nm.		11,90	5,95		- 5,85	+ 0,1
2		12,64	6,32		- 5,84	+ 0,5
2 U. 30 M.	Maximum	13,24	6,62	+ 0,8	- 5,82	+ 0,8
3		12,80	6,40		- 5,81	+ 0,6
4		12,52	6,26		- 5,80	+ 0,5
5		12,68	6,34		- 5,79	+ 0,6
6		12,18	6,09		- 5,78	+ 0,3
7		11,50	5,75		- 5,77	0,0
8		12,10	6,05	+ 0,3	- 5,75	+ 0,3
9		11,71	5,86		- 5,74	+ 0,1
10		10,24	5,12		- 5,73	- 0,6
11		9,28	4,64		- 5,72	- 1,1
12		9,25	4,62		- 5,71	- 1,1
1 U. Vm.	Minimum	8,60	4,30	- 1,4	- 5,70	- 1,4
2		8,88	4,44		- 5,71	- 1,3
3		9,60	4,80		- 5,72	- 0,9
4		8,95	4,48		- 5,73	- 1,2
5		9,62	4,81		- 5,74	- 0,9
6		9,47	4,74		- 5,75	- 1,0
7		9,30	4,65		- 5,76	- 1,1
8		8,80	4,40		- 5,78	- 1,4
9		8,70	4,35		- 5,80	- 1,4
9 U. 20 M.		9,62	4,81	- 1,0	- 5,81	- 1,0

In der vorletzten Columne sind die fett gedruckten Zahlen direct aus den Ablesungen der Thermometer abgeleitet, die anderen dagegen

interpolirt. Durch Verstellung der Spirale kann man die Lage der Mittellinie gegen die Punktenreihe verrücken, also den Werth von ξ

Fig. 286.



verändern. — Fig. 286 ist das Facsimile der Temperaturcurve, welche ein derartiger Apparat zu Bern am 25. Juli 1861 (bürgerliche Zeit) von Mitternacht bis Mitternacht geschrieben hat. Von den geraden Linien dieser Figur ist nur die Mittellinie, welche in diesem Falle fast ganz genau der Temperatur von 15°C . entsprach, durch den Apparat selbst gezogen, die übrigen geraden Linien sowie die Zahlen sind nachträglich eingezeichnet.

Nach ähnlichen Principien hat man nun auch selbstregistrirende Barometer, Regenmesser, Hygrometer und Apparate construirt, welche die Richtung und die Stärke des Windes notiren. Die Beschreibung der genannten Apparate, wie dieselben auf der Sternwarte zu Bern aufgestellt sind, hat Wild in dem zweiten Bande von Carl's Repertorium veröffentlicht. Wir werden theilweise noch auf diese Instrumente zurückkommen.

Von ganz besonderem Werthe für die Wissenschaft würden solche selbstregistrirende Instrumente sein, welche mehrere Monate lang fortgehen, ohne eines Nachsehens zu bedürfen, weil sie, an unbewohnten und unbewohnbaren Orten aufgestellt, Auskunft über meteorologische Fragen geben könnten, die auf keinem anderen Wege zu erhalten sind. Bis jetzt hat man sich darauf beschränkt, auf einigen während des Winters unzugänglichen Bergen Thermometrographen einfacherer Construction anzubringen, an denen die höchste und niedrigste Wintertemperatur nachträglich abgelesen werden konnte.

173 Die täglichen Variationen der Lufttemperatur. Nachdem wir nun die Hülfsmittel kennen gelernt haben, deren man bedarf,

um die Lufttemperatur an einem gegebenen Orte und zu bestimmten Zeiten zu ermitteln, wollen wir uns jetzt zur Betrachtung der Resultate wenden, welche man mit Hilfe dieser Instrumente erlangt hat. Wenden wir uns zunächst zur Betrachtung der täglichen Variationen.

Um zu erforschen, nach welchen Gesetzen die Temperatur der unteren Luftschichten im Laufe eines Tages sich ändert, muss das Thermometer in regelmässigen, möglichst kurzen Zeitintervallen abgelesen werden, und zwar sind zu diesem Zwecke mindestens stündliche Beobachtungen nöthig, d. h. das Thermometer muss bei Tag und bei Nacht von Stunde zu Stunde abgelesen werden. Die älteste derartige Beobachtungsreihe ist die, welche Chiminello zu Padua während eines Zeitraumes von 16 Monaten machte. Später wurde eine ähnliche Beobachtungsreihe auf Brewster's Veranlassung auf dem Forth Leith bei Edinburg angestellt, welcher dann bald noch weitere derartige Beobachtungsreihen folgten, unter denen wir die zu Halle, Göttingen, München, Kremsmünster, Prag, Brüssel, Greenwich, Apenrade, Rom, der karischen Pforte, Petersburg, Nertschinsk, Barnaul, Bombay, Madras, Rio-Janeiro, Frankfort-Arsenal bei Philadelphia, Insel Melville hervorheben.

Gegenwärtig ist die äusserst mühsame und zeitraubende Arbeit stündlicher Beobachtungen, welche ohne Zusammenwirken mehrerer Personen gar nicht ausführbar ist, an vielen Hauptstationen durch die Aufstellung registrierender Instrumente, welche den Gang der Temperatur noch weit besser darstellen, überflüssig geworden.

Wenn man die stündlichen Beobachtungen oder die Aufzeichnungen registrierender Instrumente einzelner Tage betrachtet, so findet man, dass der Gang der Temperatur keineswegs ein so regelmässiger ist, wie man nach §. 167 vermuthen könnte; er ist vielmehr ein ziemlich regelloser und von einem Tage zum anderen oft wechselnder.

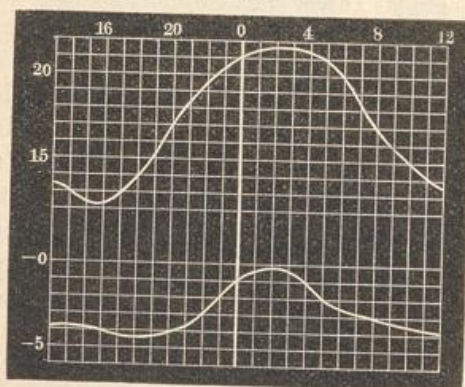
Solche Anomalien und Differenzen lassen sich leicht erklären, wenn man bedenkt, dass der Gang der Temperatur allerdings von der Stellung der Sonne gegen den Horizont abhängt, dass aber die Wirkung der Sonnenstrahlen wesentlich durch die Windrichtung, den Bewölkungszustand des Himmels u. s. w. modificirt wird. Deshalb tritt denn auch der normale Gang der täglichen Temperaturschwankungen nicht immer unmittelbar in die Erscheinung, sondern er kann nur als Mittel aus grösseren Beobachtungsreihen dargestellt werden.

Nimmt man aus allen während der Jahre 1848 bis 1880 im Juli zu München morgens um 4 Uhr gemachten Beobachtungen das Mittel, so erhält man $12,5^{\circ}$. Ebenso ergiebt sich für 6 Uhr im Juli die mittlere Temperatur $14,4^{\circ}$, für 8 Uhr $17,6^{\circ}$, für Mittag $21,2^{\circ}$ u. s. w. Die oberste Curve in Fig. 287 (a. f. S.) stellt den normalen Gang der täglichen Temperaturschwankungen zu München im Laufe des Monats Juli dar, wie er sich aus den auf die angegebene Weise erhaltenen Mittel-

zahlen ergibt; die unmittelbar darunter befindliche Curve hat die gleiche Bedeutung für den Monat Januar.

Im Durchschnitt steigt also zu München im Juli die Temperatur von 4 Uhr Morgens an (16^h astronomische Zeit, kurz vor Sonnenaufgang) bis 2³/₄ Uhr Nachmittags, um dann bis zum nächsten Sonnenaufgang abzunehmen.

Fig. 287.



Das Minimum der Temperatur findet also ungefähr zur Zeit des Sonnenaufgangs, das Maximum ungefähr um 2³/₄ Uhr Nachmittags statt.

Die Differenz des täglichen Maximums und Minimums beträgt im Juli im Mittel 9,4°.

Im Januar ist der normale Gang der täglichen Wärmeschwankungen ein ganz anderer. Das Minimum der Wärme findet gleichfalls ungefähr zur Zeit des Sonnenaufganges statt, welcher aber jetzt auf eine weit spätere Stunde fällt, das Maximum ungefähr um 1¹/₂ Uhr Nachmittags. Das tägliche Maximum ist aber im Durchschnitt nur um 4,1° höher als das tägliche Minimum.

	Südgeorgien	Rio-Janeiro	Bombay	Madrid	Bern	München	Oxford	Stettin	Kopenhagen	Moskau	Petersburg	Kingua-Fjord
Januar	5,0 ⁰	3,2 ⁰	4,4 ⁰	7,2 ⁰	4,2 ⁰	4,1 ⁰	2,1 ⁰	1,8 ⁰	1,0 ⁰	1,7 ⁰	1,3 ⁰	6,5 ⁰
Februar	6,0	3,5	4,0	9,6	6,7	5,4	2,9	2,9	2,2	3,4	2,7	6,5
März	4,8	3,4	3,2	9,7	5,7	6,9	4,9	4,6	3,4	4,6	4,9	10,3
April	4,6	3,1	2,9	11,7	8,6	8,6	7,0	7,0	4,7	5,2	5,7	9,1
Mai	5,1	3,4	2,6	11,6	9,2	9,0	8,0	8,8	6,0	6,9	7,1	7,8
Juni	4,7	3,5	2,5	13,1	8,8	9,2	7,8	7,6	6,0	7,3	6,5	5,8
Juli	5,6	4,1	1,5	14,5	9,4	9,4	8,3	7,6	5,9	7,5	6,2	6,3
August	5,9	3,4	1,9	14,0	8,4	9,1	7,7	8,2	5,6	7,2	6,2	6,3
September . .	5,7	2,9	2,2	12,2	9,2	8,7	6,7	6,8	4,4	5,8	4,0	5,2
October	5,3	2,6	3,4	9,6	5,5	7,8	4,7	4,3	2,7	4,3	2,7	6,2
November . . .	5,2	3,1	4,0	8,6	4,3	4,0	3,0	2,1	1,4	2,0	1,3	9,0
December . . .	5,2	3,2	4,9	6,0	3,4	3,4	2,0	2,0	0,9	1,2	0,8	7,6

Die Grösse der mittleren täglichen Temperaturveränderung ist, wie wir bereits gesehen haben, nicht für alle Monate dieselbe; sie beträgt zu München im Januar $4,1^{\circ}$, im Juli $9,4^{\circ}$. Ebenso ist die Grösse dieser mittleren täglichen Veränderung an verschiedenen Orten nicht dieselbe, wie man aus vorstehender Tabelle ersieht, welche diese Grösse für verschiedene Orte und für die zwölf Monate des Jahres angiebt.

Es sind dies die mittleren Differenzen zwischen dem Maximum und Minimum desselben Tages. An einzelnen Tagen ist diese Differenz weit grösser, an anderen wieder bedeutend kleiner. Die folgende Tabelle enthält die grösste und die kleinste Differenz zwischen dem Maximum und Minimum desselben Tages, welche während einiger Jahre zu Frankfurt a. M. in den einzelnen Monaten beobachtet worden ist.

	Grösste Differenz			Kleinste Differenz		
	1844	1845	1846	1844	1845	1846
Januar	7,9 ⁰	7,0 ⁰	9,0 ⁰	1,2 ⁰	0,2 ⁰	0,9 ⁰
Februar	11,4	13,5	10,6	2,6	1,5	0,9
März	11,0	12,1	15,8	2,6	2,1	1,9
April	16,1	14,8	13,8	2,9	2,9	3,8
Mai	15,1	14,6	17,4	3,2	4,0	3,8
Juni	17,0	15,0	15,0	6,2	3,9	3,1
Juli	13,6	16,1	17,8	3,6	2,0	1,0
August	15,4	15,2	14,0	2,4	2,6	0,8
September	15,2	14,8	16,6	3,4	3,2	2,4
October	11,6	10,1	11,9	2,6	2,7	2,1
November	7,1	9,5	8,5	0,6	2,5	4,8
December	9,4	10,0	11,4	0,4	0,2	4,4

Mittlere Temperatur der Tage, der Monate und des 174 Jahres. Nimmt man aus den 24 im Laufe eines Tages gemachten Temperaturbeobachtungen das Mittel, so erhält man mit grosser Annäherung die mittlere Temperatur des Tages.

In vielen Fällen wird man aber nicht stündliche Beobachtungen zur Verfügung haben, und die Erfahrung hat gezeigt, dass man auch aus wenigen Beobachtungen, wenn sie in passender Weise combinirt werden einen sehr genäherten Werth für das Tagesmittel erhalten kann. Schon aus einer einmaligen Ablesung am Tage erhält man, wenn ein Maximum- und ein Minimumthermometer abgelesen wird, aus dem Mittel der Angaben dieser beiden Instrumente einen in der Regel nicht sehr unrichtigen Werth für das Tagesmittel. Einige andere Combinationen sind folgende, wobei die Zeit der Ablesung in Stunden mit der Bezeichnung *a* (Vormittags) oder *p* (Nachmittags) angegeben ist. Es bezeichnet also z. B.

$\frac{1}{2}(8a + 8p)$ das arithmetische Mittel zwischen den 8 Uhr Morgens und 8 Uhr Abends abgelesenen Temperaturen:

1. $\frac{1}{2}(8a + 8p)$
2. $\frac{1}{3}(6a + 2p + 10p)$
3. $\frac{1}{3}(7a + 1p + 9p)$
4. $\frac{1}{3}(7a + 2p + 9p)$
5. $\frac{1}{4}(7a + 2p + 2 \times 9p)$
6. $\frac{1}{4}(8a + 2p + 8p + \text{Min.})$
7. $\frac{1}{4}(8a + \text{Max.} + 8p + \text{Min.})$
8. $\frac{1}{2}\left(\frac{8a + 8p}{2} + \frac{8a + 2p + 8p}{3}\right)$

Bei den Stationen des preussischen meteorologischen Institutes werden die Ablesungen 7 Uhr Morgens, 2 Uhr Nachmittags und 9 Uhr Abends gemacht; das Tagesmittel der Temperatur ergibt sich dann sehr genähert aus der Combination 5. Auf den Stationen der Deutschen Seewarte geschieht die Ablesung 8 Uhr Morgens, 2 Uhr Nachmittags und 8 Uhr Abends, und es werden dann zweckmässiger Weise die Combinationen 7. und 8. angewandt, wobei indessen zu bemerken ist, dass in den Monaten Mai bis August die Combination 7., und in den Monaten September bis April die Combination 8. das zuverlässigere Resultat ergibt. Für Stationen, an denen zahlreiche stündliche Beobachtungen vorliegen, kann man sich auf empirischem Wege Formeln ableiten, welche ein besseres Resultat ergeben als die oben erwähnten. Eine solche von Köppen vorgeschlagene und auf der Hamburger Seewarte neuerdings angewandte Formel für die mittlere Tagestemperatur ist folgende:

$$\frac{8a + 2p + 8p + \alpha \text{ Min.}}{3 + \alpha},$$

wo α das dem Minimum beizulegende, für jede Station besonders zu bestimmende und von Monat zu Monat wechselnde Gewicht bezeichnet.

Hat man auf diese Weise die mittlere Temperatur aller Tage eines Monats ermittelt, so erhält man die mittlere Temperatur des Monats, wenn man aus den 30 oder 31 Tagesmitteln wieder das Mittel nimmt.

Die aus sämtlichen Tagen des Jahres gezogene Mittelzahl giebt dann die mittlere Temperatur des ganzen Jahres an.

Hat man für einen Ort die mittlere Temperatur der einzelnen Monate und des ganzen Jahres während eines längeren Zeitraumes ermittelt, so ergibt sich das allgemeine Monatsmittel, wenn man die Mitteltemperaturen desselben Monats, wie man sie in den einzelnen Jahren erhalten hat, addirt und die erhaltene Summe durch die Zahl der Beobachtungsjahre dividirt. Auf diese Weise haben sich aus einer Reihe von 45 Beobachtungsjahren die allgemeinen Monatsmittel für Königberg in folgender Weise ergeben:

	Mittlere Temperatur
Januar	— 3,41 ⁰
Februar	— 2,59
März	— 0,26
April	+ 5,46
Mai	+ 10,81
Juni	+ 15,40
Juli	+ 17,22
August	+ 16,53
September	+ 13,05
October	+ 7,67
November	+ 1,86
December	— 1,83
Jahresmittel . .	+ 6,68 ⁰

Das Mittel der sämtlichen Monatsmittel, welches natürlich mit Rücksicht auf die Anzahl der Tage der einzelnen Monate zu berechnen ist, ergibt das allgemeine Jahresmittel, welches für Königsberg + 6,68⁰ C. ist.

Je länger die Beobachtungsreihen fortgesetzt sind, desto richtiger werden die aus ihnen berechneten allgemeinen Monats- und Jahresmittel.

Jahresisothermen. Wir haben nun den Weg kennen gelernt, 175 auf welchem man die allgemeinen Monatsmittel und das allgemeine Jahresmittel eines Ortes ermitteln kann. Entsprechende Beobachtungen sind nun nach und nach an vielen Orten aller Welttheile gemacht und die daraus sich ergebenden Mittelwerthe in Tabellen zusammengestellt worden. In neuerer Zeit ist eine sehr zuverlässige Zusammenstellung der mittleren Temperaturen für eine grosse Zahl von Orten in dem Werke von A. Woeikoff, Die Klimate der Erde, Jena 1887, gegeben, dem wir den grössten Theil der nachfolgenden Zahlen entnommen haben.

Aus dieser Tabelle ersieht man zunächst, dass Orte von gleicher geographischer Breite keineswegs auch gleiche mittlere Jahreswärme haben. Vergleichen wir in dieser Beziehung nur Nordamerika mit Europa, so tritt ein auffallender Unterschied hervor. New-York liegt noch etwas südlicher als Rom, und doch ist seine mittlere Jahreswärme um 4,5⁰ C. geringer; die Stadt Christiania hat noch eine mittlere Jahreswärme von 5⁰, während zu Ramah auf der Küste Labrador, einem um einen Breitengrad südlicher gelegenen Orte, die mittlere Jahreswärme nur — 3,4⁰ beträgt. Bei gleicher geographischer Breite ist es also an den genannten Orten in Nordamerika im Mittel bedeutend kälter als in Europa. Ein ähnliches Verhältniss stellt sich bei der Vergleichung von Europa mit dem nördlichen Asien heraus.

Eine klare Uebersicht über die Vertheilung der Wärme auf der Erde hat zuerst Humboldt durch seine isothermischen Linien mög-

Polarländer.

	Breite	Länge von Greenwich	Höhe über dem Meere m	Mittlere Jahres- temperatur °C.
Lady Franklin-Bay	81° 44' N.	65° W.	—	— 19,9
Nördl. v. Nowaja Semlja	78°—80°	59°—73° O.	0	— 15,8
Westküste v. „ „	72°—74°	53°—55°	—	— 7,0
Winterhafen	75°	111° W.	—	— 17,1
J. Sabine	74 $\frac{1}{2}$ °	18°	—	— 11,7
Point Barrow	71 $\frac{1}{2}$ °	156°	5	— 13,5

Nord-Amerika.

Boothia Felix	70 N.	95 W.	—	— 15,4
Kingua Fjord	66 $\frac{1}{2}$	67	11	— 11,4
S. Michael, Alaska	63 $\frac{1}{2}$	162	—	— 3,6
Sitka, Alaska	57	135	4	+ 6,3
Ramah, Labrador	59	63	5	— 3,4
Factorei York	57	93	—	— 5,6
Winnipeg	50	97	230	+ 0,4
Fort Vancouver	49 $\frac{1}{2}$	124	15	+ 11,0
St. Johns	47 $\frac{1}{2}$	52	47	+ 5,1
Quebec	47	71	91	+ 4,2
Breckinridge	46 $\frac{1}{2}$	96	300	+ 3,8
St. Paul	45	93	244	+ 5,8
Burlington	44 $\frac{1}{2}$	73	105	+ 6,8
Toronto	43 $\frac{1}{2}$	79	104	+ 6,8
New-York	41	74	8	+ 11,0
Salzseestadt	41	112	1298	+ 11,1
Philadelphia	40	75	11	+ 11,6
Denver	39 $\frac{1}{2}$	105	1606	+ 9,7
Pikes Peak	39	105	4314	— 7,1
San Francisco	38	122	46	+ 12,5
Fort Miller	37	120	122	+ 18,8
Fort Gibson	36	95	171	+ 15,8
Mohave, Arizona	35	115	184	+ 22,6
Charleston	33	80	6	+ 18,6
New-Orleans	30	90	7	+ 20,6

Mittel- und Süd-Amerika.

Mexiko	19 $\frac{1}{2}$ N.	99 W.	2278	+ 16,3
Guatemala	14 $\frac{1}{2}$	90	1480	+ 18,6
St. Anns, Trinidad	11	62	—	+ 25,5
Caracas	10 $\frac{1}{2}$	67	927	+ 21,8
Bogota	4 $\frac{1}{2}$	74	2660	+ 14,4

	Breite	Länge von Greenwich	Höhe über dem Meere m	Mittlere Jahres- temperatur °C.
Antisana, Ecuador	1/2° S.	78° W.	4060	+ 4,9
Iquitos	3 1/2	73	95	+ 24,8
Cochabamba	17 1/2	66	2208	+ 17,6
Arica	18 1/2	70	—	+ 19,7
Rio Janeiro	23	43	—	+ 23,6
Villa Formosa	26	58	100	+ 22,3
Mendoza	33	68	780	+ 15,9
Santiago	33 1/2	71	569	+ 13,1
Buenos Ayres	34 1/2	58	22	+ 17,0
Valdivia	40	73	—	+ 12,0
Chubut	43 1/2	65	30	+ 13,5
Falklands-Inseln	51 1/2	58	—	+ 6,0
Süd-Georgien	54 1/2	36	6	+ 1,4
Uschnia, Feuerland	55	68	30	+ 5,4

Europa.

Wardó	70 1/2° N.	31° O.	10	+ 0,6
Haparanda	66	24	10	+ 0,3
Archangelsk	64 1/2	41	10	+ 0,4
Christiania	60	11	25	+ 5,1
Helsingfors	60	25	20	+ 3,9
Petersburg	60	30	10	+ 3,7
Dorpat	58 1/2	27	700	+ 4,2
Mitau	56 1/2	24	10	+ 6,4
Edinburg	56	3 W.	82	+ 8,4
Moskau	56	38 O.	160	+ 3,9
Kasan	56	49	80	+ 2,9
Kopenhagen	55 1/2	13	13	+ 7,4
Kiel	54 1/2	10	47	+ 7,4
Königsberg	54 1/2	20	22	+ 6,7
Hamburg	53 1/2	10	26	+ 8,2
Berlin	52 1/2	13	48	+ 9,0
Valentia, Irland	52	10 W.	7	+ 10,8
Warschau	52	21 O.	120	+ 7,4
Orenburg	52	55	110	+ 3,3
Greenwich	51 1/2	0	48	+ 10,3
Brocken	51 1/2	11	1142	+ 2,4
Leipzig	51 1/2	12	119	+ 8,5
Brüssel	51	4	57	+ 9,9
Giessen	50 1/2	8	160	+ 8,5
Kiew	50 1/2	31	180	+ 6,8
Prag	50	14	201	+ 8,8

	Breite	Länge von Greenwich	Höhe über dem Meere m	Mittlere Jahres- temperatur °C.
Pultawa	49 $\frac{1}{2}$ ° N.	35° O.	140	+ 6,9
Brest	48 $\frac{1}{2}$	4 W.	64	+ 11,7
Versailles	48 $\frac{1}{2}$	2 O.	184	+ 10,5
Strassburg	48 $\frac{1}{2}$	8	144	+ 10,2
Czernowitz	48 $\frac{1}{2}$	26	257	+ 8,1
Zaryzin	48 $\frac{1}{2}$	45	30	+ 6,9
München	48	12	530	+ 7,4
Wien	48	16	197	+ 9,1
Innsbruck	47 $\frac{1}{2}$	11	600	+ 8,0
Budapest	47 $\frac{1}{2}$	19	53	+ 10,0
Säntis	47	9	2467	- 2,2
Rigi	47	9	1785	+ 1,8
Nikolajew	47	52	20	+ 4,8
Klagenfurt	46 $\frac{1}{2}$	14	440	+ 7,2
Odessa	46 $\frac{1}{2}$	31	70	+ 9,4
Astrachan	46 $\frac{1}{2}$	48	- 20	+ 9,4
Genf	46	6	408	+ 9,3
St. Bernhard	46	7	2478	- 1,8
Lyon	45 $\frac{1}{2}$	5	175	+ 11,5
Mailand	45 $\frac{1}{2}$	9	147	+ 12,5
Triest	45 $\frac{1}{2}$	14	24	+ 14,0
Alessandria	45	9	98	+ 11,9
Simferopol	45	34	260	+ 10,1
Bukarest	44 $\frac{1}{2}$	26	90	+ 10,6
Modena	44	11	64	+ 13,4
Perpignan	43 $\frac{1}{2}$	3	31	+ 15,3
Montpellier	43 $\frac{1}{2}$	4	60	+ 13,4
Nizza	43 $\frac{1}{2}$	7	-	+ 15,7
Wladikawkas	43	45	680	+ 8,7
Rom	42	12	31	+ 15,5
Tiflis	41 $\frac{1}{2}$	45	440	+ 12,6
Konstantinopel	41	29	2	+ 13,3
Madrid	40 $\frac{1}{2}$	4 W.	655	+ 13,5
Lissabon	38 $\frac{1}{2}$	9	102	+ 15,6
Palermo	38	13 O.	-	+ 17,6
Athen	38	24	-	+ 17,3

A f r i k a.

Algier	37° N.	3° O.	22	+ 18,1
Biskra, Sahara	35	6	125	+ 20,3
Funchal, Madeira	32 $\frac{1}{2}$	17 W.	-	+ 18,8
Alexandrien	31	30 O.	19	+ 20,6
Kairo	30	36	33	+ 21,6

	Breite	Länge von Greenwich	Höhe über dem Meere m	Mittlere Jahres- temperatur °C.
San Louis	16° N.	18° O.	—	+ 23,2
Chartum	15½	33	388	+ 28,5
Massaua	15½	36	—	+ 31,4
Bakel	15	12	—	+ 28,7
Lado und Gondokoro . .	5	31	465	+ 26,7
Rubaga	0	33	1300	+ 21,4
Chinchoxo	5 S.	12	—	+ 24,4
Loanda	9	17	—	+ 23,1
Insel St. Helena	16	6	13	+ 21,3
Insel Mauritius	20	57	—	+ 25,1
Capstadt	34	18	12	+ 16,5

A s i e n.

Sagastyr	73½ N.	127° O.	5	— 17,1
Ustjansk	71	136	10	— 15,9
Werchojansk	67½	134	50	— 17,1
Turuchansk	66	88	20	— 7,7
Beresow	64	65	30	— 4,5
Jakutsk	62	130	160	— 11,1
Olekminsk	60	121	200	— 7,7
Narym	59½	80	60	— 2,1
Ochotsk	59½	143	10	— 5,1
Jenisseisk	58½	92	80	— 2,2
Tobolsk	58	68	50	— 0,1
Tomsk	56½	85	70	— 0,7
Krasnojarsk	56	93	170	+ 0,6
Minussinsk	54	91	300	+ 0,5
Barnaul	53½	83	140	+ 0,3
Nikolajewsk	53	141	20	— 2,7
Petropawlowsk	53	159	10	+ 2,3
Irkutsk	52½	104	460	0,0
Hüttenwerk Nertschinsk .	51½	120	660	— 3,7
Akmollinsk	51	71	310	+ 1,5
Semipalatinsk	50½	80	180	+ 2,4
Blagoweschtschensk . .	50	128	170	— 1,2
Irgis	48½	61	110	+ 4,8
Chabarowka	48½	135	—	+ 0,1
Urga	48	107	1150	— 2,7
Aniwa, Insel Sachalin . .	46½	143	10	+ 3,1
Kuldscha	44	81	520	+ 9,2
Hafen St. Olga	43½	135	45	+ 4,2
Wjernyi	43½	77	730	+ 7,7
Wladiwostock	43	132	30	+ 4,5

	Breite	Länge von Greenwich	Höhe über dem Meere m	Mittlere Jahres- temperatur °C.
Hakodade	42° N.	141° O.	9	+ 8,9
Taschkent	41½	59	450	+ 13,2
Niutschwang	40½	123	—	+ 8,4
Peking	40	116	37	+ 11,8
Jarkand	38½	77	1257	+ 12,3
Niigata	38	139	5	+ 13,8
Tokio	36	140	7	+ 13,6
Leh	34	78	3506	+ 4,4
Bagdad	33½	44	63	+ 22,8
Jerusalem	32	35	770	+ 17,3
Multan	31	72	128	+ 24,4
Shanghai	31	121	7	+ 15,1
Quetta	30	67	1680	+ 14,3
Buschir	29	51	8	+ 23,2
Agra	27	78	169	+ 26,0
Patna	25½	85	54	+ 25,4
Kelung	25½	122	15	+ 21,4
Kalkutta	22½	88	6	+ 25,4
Hongkong	22½	114	17	+ 21,5
Hanoi	21	106	—	+ 24,2
Bombay	19	73	11	+ 26,5
Aden	13	45	28	+ 27,3
Madras	13	80	6	+ 27,8
Port Blair	11½	92	19	+ 26,8
Saigon	11	107	—	+ 27,2
Jaffna	9½	80	3	+ 27,9
Point de Galle	6	80	12	+ 26,7
Batavia	6 S.	107	7	+ 25,8

Australien und Neuseeland.

Brisbane	27½° S.	153° O.	—	+ 20,0
Sidney	34	151	47	+ 17,1
Melbourne	38	145	38	+ 14,4
Hobarttown	43	147	32	+ 11,7
Auckland	37	173	—	+ 15,3
Martendale	46	168	—	+ 10,2

lich gemacht, durch welche er auf einer Erdkarte alle Orte derselben Hemisphäre verband, welche gleiche mittlere Jahreswärme haben. Seine Abhandlung über die Isothermen und die Vertheilung der Wärme auf der Erde erschien im Jahre 1817 im dritten Bande der „*Mémoires de la société d'Arcueil*“.

Humboldt's Abhandlung enthält eine Tabelle, welche die mittlere Jahreswärme für 60 verschiedene Orte angiebt, und nach diesen legte er seine Isothermen. Seit jener Zeit aber sind durch zahlreiche Beobachtungen die klimatischen Verhältnisse vieler Orte genauer ermittelt worden, ohne dass dadurch der Typus der grossen Krümmungen der Isothermen, wie sie von Humboldt bestimmt worden waren, eine wesentliche Aenderung erfahren hätte.

Die neuesten Isothermenkarten, zu deren Construction das zahlreiche Beobachtungsmaterial der letzten Jahre benutzt wurde, hat Hann im Jahre 1887 veröffentlicht. Dieselben finden sich in dem Atlas der Meteorologie (Berghaus' Physikalischer Atlas, Abtheilung III) und zeigen den Verlauf der isothermischen Linien so, wie in Tab. XXXVI ff. unseres Atlas angegeben ist. Die Temperaturen sind hier auf das Meeresniveau reducirt, d. h. die Linien zeigen für jeden einzelnen Ort nicht die wahre, sondern diejenige mittlere Temperatur an, welche dort herrschen würde, wenn der Ort sich im Niveau der Meeresoberfläche befände.

Aus der Karte Tab. XXXVII ergibt sich, dass die Zonen gleicher Temperatur nicht gleichmässig um den Nordpol vertheilt sind, und dass der nördliche Kältepol nicht mit dem geographischen Nordpol zusammenfällt. Die niedrigste mittlere Temperatur ist bei der Lady Franklin Bay, Grinelland, beobachtet. Ob die kleine, bei Werchojansk (Br. = $67\frac{1}{2}^{\circ}$, L. 134° O) gezeichnete Kälteinsel thatsächlich vorhanden ist, ist nach Hann zweifelhaft; es scheint vielmehr, dass die mittlere Jahrestemperatur von Ustjansk, wie sie auch in unserer obigen Tabelle angegeben ist, in Wirklichkeit niedriger als $-15,9^{\circ}$ ist. Dann würde aber wahrscheinlich nur eine Zunge niedriger Jahrestemperaturen sich von den nördlicheren Gegenden südwärts bis Werchojansk erstrecken.

Monatsisothermen. Wenn man die mittlere Jahrestemperatur 176 eines Ortes kennt, so genügt dies noch keineswegs, um ein richtiges Bild von den klimatischen Verhältnissen desselben zu geben; denn bei gleicher mittlerer Jahrestemperatur kann der Gang der Wärme im Laufe eines Jahres, die Vertheilung der Wärme auf die einzelnen Jahreszeiten eine sehr verschiedene sein. So haben z. B., wie man aus obiger Tabelle sieht, Edinburg und Giessen fast gleiche mittlere Jahreswärme ($8,4^{\circ}$ C. und $8,5^{\circ}$ C.), in Edinburg aber ist die mittlere Temperatur des Januar $+3,0^{\circ}$, in Giessen hingegen nur $-0,5^{\circ}$. Giessen hat also einen weit kälteren Winter als Edinburg, dagegen ist die mittlere Julitemperatur für Giessen $18,1^{\circ}$, für Edinburg nur $14,6^{\circ}$. Bei gleicher mittlerer Jahrestemperatur hat also Edinburg einen gelinderen Winter und einen kühleren Sommer als Giessen.

Um die Wärmeverhältnisse eines Landes zu kennen, muss man ausser der mittleren Jahrestemperatur auch noch wissen, wie sich die Wärme auf die verschiedenen Jahreszeiten vertheilt. Diese Vertheilung

kann man auf einer Isothermenkarte nach Humboldt's Beispiel dadurch andeuten, dass man an den verschiedenen Stellen einer und derselben Isotherme die mittlere Sommertemperatur des entsprechenden Ortes über, die entsprechende Wintertemperatur aber unter die Curve setzt.

Eine sehr gute Uebersicht in Beziehung auf die Vertheilung der Wärme zwischen Winter und Sommer gewährt eine Karte, in welcher man alle Orte durch Curven verbindet, welche gleiche mittlere Wintertemperatur haben, und dann wieder diejenigen, für welche die mittlere Sommertemperatur gleich ist. Die Linien gleicher mittlerer Sommertemperatur heissen Isotheren, die Linien gleicher mittlerer Wintertemperatur heissen Isochimenen. Fig. 288 stellt ein Kärtchen von

Fig. 288.



Europa mit den Isotheren und Isochimenen von 4 zu 4 Grad Réaumur (5 zu 5 Grad Celsius) dar.

Die ausgezogenen Curven sind die Isochimenen, die punktirten sind die Isotheren. Man sieht aus dieser Karte leicht, dass die Westküste des südlichen Theils von Norwegen, Dänemark, ein Theil von Böhmen und Ungarn, Siebenbürgen, Bessarabien und die Südspitze der Halbinsel Krim gleiche mittlere Wintertemperatur von 0° haben. Böhmen hat aber gleichen Sommer mit dem Ausfluss der Garonne, und in der Krim ist der Sommer noch weit wärmer. Dublin hat eine gleich mittlere Wintertemperatur, nämlich 4° R. (5° C.), mit Nantes, Oberitalien und Constantinopel, und gleiche Sommerwärme von 12° R. (15° C.) mit Drontheim und Finnland.

Die Isothere von 16° R. (20° C.) geht vom Ausfluss der Garonne ungefähr über Strassburg und Würzburg nach Böhmen, der Ukraine, dem Lande der Donischen Kosaken, und etwas nördlich vom Kaspischen Meere vorbei; wie ungleich aber ist die mittlere Wintertemperatur an verschiedenen Orten dieser Isothere! An der Westküste von Frankreich ist sie 4° R. (5° C.), in Böhmen 0° , in der Ukraine -4° R. (5° C.) und etwas nördlich vom Kaspischen Meere gar -8° R. (10° C.).

Eine noch weit vollständigere Uebersicht über den Gang der Temperatur an irgend einem Orte erhält man, wenn aus möglichst vieljährigen Beobachtungen die allgemeine Mitteltemperatur für jeden einzelnen Monat bestimmt wird. Dove hat mit Benutzung alles ihm zugänglichen Beobachtungsmaterials eine Tabelle zusammengestellt, welche die allgemeinen Monatsmittel für 900 Orte enthält und nach dieser Tabelle Isothermenkarten für jeden einzelnen Monat des Jahres construirt. In neuerer Zeit ist eine ähnliche Zusammenstellung für viele Orte, und die Monate Januar, März, April, Mai, Juli, September, October und November in dem bereits erwähnten Werke von Woeikoff gegeben. Die in unseren Atlas, Tab. XXXVIII bis XLI, eingetragenen Monatsisothermen für die Monate Januar und Juli zeigen den Verlauf dieser Linien, wie sie von Hann in dem Berghaus'schen Physikalischen Atlas gegeben sind.

Aus denselben Gründen, aus welchen die Mittagsstunde nicht die heisseste Stunde des Tages ist, sondern die höchste Temperatur im Laufe eines Tages erst einige Stunden nach der Culmination der Sonne stattfindet, erreicht auch die Sommerwärme im Durchschnitt erst nach dem Sommersolstitium ihr Maximum, und so ist denn, wo nicht locale Ursachen eine Störung veranlassen, in der ganzen nördlichen gemässigten Zone der Juli der heisseste Monat; ebenso folgt die grösste Winterkälte erst nach dem Wintersolstitium, und im Durchschnitt ist auf der nördlichen Halbkugel der Januar der kälteste Monat.

Wenn nun aber, wie es doch natürlich erscheint, der heisseste Monat die Mitte des Sommers, der kälteste die Mitte des Winters bilden soll, so ist klar, dass die meteorologische Eintheilung der Jahreszeiten von der astronomischen, bei welcher die Jahreszeiten durch die Solstitien und Aequinoctien abgetheilt werden, abweichen muss. In der That sind nach meteorologischem Sinne die Jahreszeiten der nördlichen gemässigten Zone in folgender Weise zusammengesetzt:

- den Winter bilden: December, Januar, Februar;
- den Frühling: März, April, Mai;
- den Sommer: Juni, Juli und August;
- den Herbst endlich: September, October und November.

Nachstehend ist für eine grössere Anzahl von Orten die mittlere Monatstemperatur für die Monate Januar, April, Juli und October zusammengestellt.

Mittlere Monatstemperaturen.

	Januar	April	Juli	October	Diff. Juli-Jan.
Lady Franklin-Bay . . .	- 39,1 ⁰	- 25,1 ⁰	+ 2,8 ⁰	- 22,7 ⁰	+ 41,9 ⁰
Nördl. v. Nowaja Semlja	- 23,5	- 18,8	+ 1,6	- 17,2	+ 25,1
Westküste v. " "	- 12,4	- 13,5	+ 4,7	- 3,5	+ 17,1
Winterhafen	- 35,8	- 22,3	+ 5,8	- 19,5	+ 41,6
Insel Sabine	- 24,2	- 16,5	+ 3,8	- 13,8	+ 28,0
Boothia Felix	- 32,1	- 18,8	+ 5,2	- 12,6	+ 37,3
Kingua Fjord	- 30,5	- 15,2	+ 5,9	- 10,9	+ 36,4 ^{*)}
S. Michael, Alaska . . .	- 18,1	- 5,5	+ 11,7	- 2,2	+ 29,8
Sitka, Alaska	- 0,4	+ 4,9	+ 13,2	+ 7,2	+ 13,6
Ramah, Labrador . . .	- 17,9	- 7,9	+ 8,1	+ 0,7	+ 26,0
Factorei York	- 23,3	- 7,4	+ 13,4	- 2,9	+ 36,7
Winnipeg	- 20,5	+ 0,9	+ 19,1	+ 3,5	+ 39,6
Fort Vancouver	+ 2,6	+ 11,7	+ 19,4	+ 11,4	+ 16,8
St. Johns	- 4,5	+ 1,5	+ 15,6	+ 8,1	+ 20,1
Quebec	- 11,2	+ 2,2	+ 20,2	+ 6,9	+ 31,4
Breckinridge	- 16,0	+ 4,1	+ 21,4	+ 5,8	+ 37,4
St. Paul	- 11,5	+ 6,1	+ 20,1	+ 7,3	+ 31,6
Burlington	- 6,9	+ 5,4	+ 20,7	+ 8,6	+ 27,6
Toronto	- 4,7	+ 5,1	+ 19,8	+ 7,7	+ 24,5
New-York	- 1,0	+ 9,2	+ 23,9	+ 12,1	+ 24,9
Salzseestadt	- 2,8	+ 9,4	+ 25,0	+ 12,5	+ 27,8
Philadelphia	- 0,4	+ 10,4	+ 24,5	+ 12,2	+ 24,9
Denver	- 3,8	+ 8,3	+ 23,2	+ 10,3	+ 27,0
Pikes Peak	- 15,9	- 11,0	+ 5,0	- 6,1	+ 20,9
San Francisco	+ 9,6	+ 11,2	+ 13,8	+ 14,2	+ 4,2
Fort Miller	+ 8,4	+ 17,8	+ 30,6	+ 19,8	+ 22,2
Fort Gibson	+ 3,8	+ 16,9	+ 27,1	+ 16,6	+ 23,3
Mohave, Arizona	+ 10,9	+ 22,9	+ 34,2	+ 23,6	+ 23,3
Charleston	+ 9,6	+ 18,4	+ 26,8	+ 18,5	+ 17,2
New-Orleans	+ 12,6	+ 20,4	+ 27,8	+ 20,8	+ 15,2
Mexiko	+ 12,5	+ 18,4	+ 18,4	+ 15,6	+ 5,9
Guatemala	+ 16,7	+ 20,3	+ 19,2	+ 18,6	+ 2,5
St. Anns, Trinidad . . .	+ 24,5	+ 25,6	+ 25,7	+ 26,1	+ 1,2
Caracas	+ 20,3	+ 22,5	+ 22,2	+ 21,9	+ 1,9
Bogota	+ 13,9	+ 14,7	+ 13,5	+ 14,7	- 0,4
Antisana, Ecuador . . .	+ 6,2	+ 5,9	+ 3,0	+ 5,0	- 3,2
Iquitos	+ 25,3	+ 25,0	+ 23,4	+ 25,1	- 1,9
Cochabamba	+ 18,0	+ 18,9	+ 15,2	+ 20,0	- 2,8

*) Kältester Monat Februar (- 35,8⁰), wärmster Monat August (+ 7,4⁰), also Differenz = 43,2⁰ (einjährige Beobachtung).

	Januar	April	Juli	October	Diff. Juli-Jan.
Arica	+ 22,0 ⁰	+ 20,0 ⁰	+ 17,6 ⁰	+ 18,9 ⁰	— 4,4 ⁰
Rio Janeiro	+ 26,6	+ 24,8	+ 20,6	+ 22,9	— 6,0
Villa Formosa	+ 27,2	+ 21,7	+ 17,2	+ 22,6	— 10,0
Mendoza	+ 24,3	+ 16,5	+ 7,1	+ 16,4	— 17,2
Santiago	+ 18,9	+ 13,1	+ 7,3	+ 13,0	— 11,6
Buenos Ayres	+ 24,4	+ 16,6	+ 9,4	+ 17,0	— 15,0
Valdivia	+ 17,1	+ 12,1	+ 7,3	+ 11,6	— 9,8
Chubut	+ 20,9	+ 11,6	+ 6,2	+ 14,9	— 14,7
Falklands-Inseln	+ 9,6	+ 6,6	+ 2,5	+ 5,0	— 7,1
Süd-Georgien	+ 4,6	+ 0,5	— 2,3	+ 1,3	— 6,9
Uschuia, Feuerland	+ 10,6	+ 5,7	— 0,6	+ 6,0	— 11,2
Wardó	— 5,7	— 1,8	+ 8,7	+ 1,6	+ 14,4
Haparanda	— 12,3	— 1,5	+ 15,5	+ 1,3	+ 27,8
Archangelsk	— 13,6	— 1,0	+ 15,9	+ 1,5	+ 29,5
Christiania	— 5,1	+ 3,8	+ 16,5	+ 5,5	+ 21,6
Helsingfors	— 6,9	+ 1,0	+ 16,4	+ 5,6	+ 23,3
Petersburg	— 9,4	+ 2,1	+ 17,8	+ 4,5	+ 27,2
Dorpat	— 8,0	+ 2,7	+ 17,3	+ 5,0	+ 25,3
Mitau	— 5,0	+ 4,9	+ 17,6	+ 6,9	+ 22,6
Edinburg	+ 3,0	+ 7,3	+ 14,6	+ 8,1	+ 11,6
Moskau	— 11,1	+ 3,4	+ 18,9	+ 4,3	+ 30,0
Kasan	— 13,8	+ 3,2	+ 19,6	+ 3,7	+ 33,4
Kopenhagen	— 0,1	+ 5,7	+ 16,6	+ 8,2	+ 16,7
Kiel	— 0,4	+ 5,9	+ 16,2	+ 8,1	+ 16,6
Königsberg	— 3,4	+ 5,5	+ 17,2	+ 7,7	+ 20,6
Hamburg	— 0,4	+ 7,4	+ 17,2	+ 8,5	+ 17,6
Berlin	— 0,8	+ 8,4	+ 18,8	+ 9,7	+ 19,6
Valentia, Irland	+ 7,4	+ 9,6	+ 15,3	+ 11,6	+ 7,9
Warschau	— 4,5	+ 7,3	+ 18,8	+ 8,1	+ 23,3
Orenburg	— 15,3	+ 3,2	+ 21,6	+ 3,8	+ 36,9
Greenwich	+ 3,5	+ 9,5	+ 17,7	+ 11,1	+ 14,2
Brocken	— 5,4	+ 0,7	+ 10,7	+ 4,0	+ 16,1
Leipzig	— 0,4	+ 8,0	+ 18,5	+ 8,2	+ 18,9
Brüssel	+ 2,0	+ 9,0	+ 18,0	+ 10,4	+ 16,0
Giessen	— 0,5	+ 8,5	+ 18,1	+ 9,0	+ 18,6
Kiew	— 6,1	+ 6,7	+ 19,1	+ 7,6	+ 25,2
Prag	— 1,2	+ 8,6	+ 19,3	+ 9,3	+ 20,5
Pultawa	— 7,5	+ 6,7	+ 20,5	+ 7,9	+ 28,0
Brest	+ 6,3	+ 11,0	+ 17,9	+ 12,3	+ 11,6
Versailles	+ 2,7	+ 10,1	+ 18,9	+ 11,2	+ 16,2
Strassburg	— 0,3	+ 9,8	+ 19,2	+ 16,1	+ 19,5
Czernowitz	— 4,0	+ 8,3	+ 19,9	+ 10,0	+ 23,9
Zaryzin	— 10,4	+ 6,5	+ 23,7	+ 7,2	+ 34,1
München	— 3,0	+ 7,5	+ 17,2	+ 8,0	+ 20,2

	Januar	April	Juli	October	Diff. Juli-Jan.
Wien	— 1,6 ⁰	+ 9,4 ⁰	+ 19,7 ⁰	+ 10,0 ⁰	+ 21,3 ⁰
Innsbruck	— 3,4	+ 9,1	+ 17,9	+ 9,3	+ 21,3
Budapest	— 1,9	+ 10,8	+ 21,4	+ 10,5	+ 23,3
Säntis	— 9,0	— 3,2	+ 5,4	— 0,7	+ 14,4
Rigi	— 5,5	+ 0,2	+ 9,3	+ 3,7	+ 14,8
Nikolajew	— 4,1	+ 9,2	+ 23,0	+ 10,6	+ 27,1
Klagenfurt	— 6,2	+ 8,6	+ 18,9	+ 8,6	+ 25,1
Odessa	— 3,9	+ 8,2	+ 22,4	+ 10,9	+ 26,3
Astrachan	— 7,1	+ 9,4	+ 25,5	+ 10,0	+ 32,6
Genf	— 0,1	+ 9,0	+ 18,8	+ 9,9	+ 18,9
St. Bernhard	— 9,0	— 3,3	+ 6,2	— 0,5	+ 15,2
Lyon	+ 2,4	+ 11,8	+ 21,2	+ 11,7	+ 18,8
Mailand	+ 0,5	+ 13,0	+ 24,1	+ 13,4	+ 23,6
Triest	+ 9,7	+ 13,0	+ 24,1	+ 15,3	+ 14,4
Alessandria	— 0,9	+ 12,8	+ 23,8	+ 12,6	+ 24,7
Simferopol	— 0,6	+ 9,0	+ 20,7	+ 10,9	+ 21,3
Bukarest	— 2,9	+ 11,5	+ 22,8	+ 12,1	+ 25,7
Modena	+ 1,6	+ 13,6	+ 24,8	+ 13,8	+ 23,2
Perpignan	+ 7,6	+ 13,9	+ 24,1	+ 16,0	+ 16,5
Montpellier	+ 4,9	+ 13,1	+ 23,0	+ 14,1	+ 18,1
Nizza	+ 8,4	+ 14,5	+ 23,9	+ 17,0	+ 15,5
Wladikawkas	— 4,7	+ 8,6	+ 20,8	+ 10,4	+ 25,5
Rom	+ 7,3	+ 13,8	+ 24,7	+ 16,6	+ 17,4
Tiflis	+ 0,6	+ 11,7	+ 24,3	+ 14,0	+ 23,7
Konstantinopel	+ 4,8	+ 10,1	+ 22,1	+ 15,7	+ 17,3
Madrid	+ 4,9	+ 12,7	+ 24,5	+ 13,6	+ 19,6
Lissabon	+ 10,3	+ 14,6	+ 21,2	+ 16,9	+ 10,9
Palermo	+ 10,9	+ 14,9	+ 24,9	+ 19,3	+ 14,0
Athen	+ 8,2	+ 15,0	+ 27,0	+ 18,7	+ 18,8
Algier	+ 12,1	+ 16,3	+ 25,0	+ 19,7	+ 12,9
Biskra, Sahara	+ 10,1	+ 18,9	+ 32,2	+ 20,0	+ 22,1
Funchal, Madeira	+ 15,9	+ 17,1	+ 21,9	+ 20,7	+ 6,0
Alexandrien	+ 14,6	+ 19,0	+ 25,3	+ 23,7	+ 10,7
Kairo	+ 12,4	+ 21,5	+ 29,2	+ 22,8	+ 16,8
San Louis	+ 20,2	+ 20,1	+ 26,9	+ 27,2	+ 6,7
Chartum	+ 19,7	+ 30,2	+ 33,1	+ 29,2	+ 13,4
Massaua	+ 25,5	+ 29,9	+ 34,6	+ 32,2	+ 9,1 ^{*)}
Bakel	+ 24,7	+ 24,1	+ 26,6	+ 28,1	+ 1,9 ^{**)}
Lado und Gondokoro	+ 28,0	+ 27,4	+ 24,0	+ 25,8	— 4,0
Rubaga	+ 21,0	+ 21,9	+ 21,3	+ 21,5	+ 0,3
Chinchoxo	+ 25,2	+ 25,4	+ 21,7	+ 24,7	— 3,5
Loanda	+ 24,9	+ 25,4	+ 19,1	+ 22,8	— 5,8

*) Mittlere Temperatur im Mai = + 37,2⁰.

***) Mittlere Temperatur im Mai = + 32,4⁰.

	Januar	April	Juli	October	Diff. Juli-Jan.
Insel St. Helena	+ 23,0 ⁰	+ 23,4 ⁰	+ 18,8 ⁰	+ 19,9 ⁰	— 4,2 ⁰
Insel Mauritius	+ 27,6	+ 26,6	+ 22,2	+ 24,0	— 5,4
Capstadt	+ 20,4	+ 17,2	+ 12,6	+ 16,2	— 7,8
Sagastyr	— 36,4	— 21,7	+ 4,9	— 14,6	+ 41,3
Ustjansk	— 41,4	— 18,9	+ 13,3	— 19,1	+ 54,7
Werchojansk	— 50,5	— 15,1	+ 15,4	— 13,9	+ 65,9
Turuchansk	— 28,2	— 10,8	+ 15,7	— 7,3	+ 43,9
Beresow	— 22,2	— 6,1	+ 16,7	— 4,1	+ 38,9
Jakutsk	— 42,7	— 9,6	+ 18,8	— 9,1	+ 61,5
Olekminsk	— 35,5	— 4,7	+ 18,6	— 5,1	+ 54,1
Narym	— 22,2	— 2,3	+ 19,5	— 1,4	+ 41,7
Ochotsk	— 23,7	— 5,6	+ 12,9	— 3,2	+ 36,6
Jenisseisk	— 23,5	— 2,1	+ 19,6	— 1,3	+ 43,1
Tobolsk	— 19,0	+ 0,5	+ 19,2	+ 0,3	+ 38,2
Tomsk	— 19,7	— 0,7	+ 19,1	0,0	+ 38,8
Krasnojarsk	— 19,6	+ 1,6	+ 19,4	+ 1,5	+ 39,0
Minussinsk	— 22,2	+ 5,1	+ 20,0	+ 2,3	+ 42,2
Barnaul	— 19,3	+ 0,9	+ 19,6	+ 1,4	+ 38,9
Nikolajewsk	— 23,2	— 3,2	+ 16,5	+ 1,5	+ 39,7
Petropawlowsk	— 8,4	— 0,9	+ 14,6	+ 4,4	+ 23,0
Irkutsk	— 20,1	+ 2,4	+ 18,6	+ 1,1	+ 38,7
Hüttenwerk Nertschinsk	— 29,4	— 0,6	+ 18,4	— 1,7	+ 47,8
Akmollinsk	— 18,2	+ 1,8	+ 20,4	+ 2,0	+ 38,6
Semipalatinsk	— 18,2	+ 3,2	+ 22,5	+ 3,0	+ 40,7
Blagoweschtschensk	— 25,5	+ 1,3	+ 20,7	+ 0,6	+ 46,2
Irgis	— 15,9	+ 6,2	+ 24,4	+ 5,3	+ 40,3
Chabarowka	— 24,9	+ 2,1	+ 19,9	+ 3,2	+ 44,8
Urga	— 24,8	+ 1,0	+ 17,0	— 2,1	+ 41,8
Aniwa, Insel Sachalin	— 12,5	+ 1,6	+ 15,7	+ 7,5	+ 28,2
Kuldscha	— 9,8	+ 12,5	+ 24,8	+ 9,0	+ 34,6
Hafen St. Olga	— 12,8	+ 4,1	+ 18,7	+ 6,8	+ 31,5
Wjernyi	— 8,4	+ 10,4	+ 22,8	+ 7,4	+ 31,2
Wladiwostock	— 15,3	+ 4,2	+ 19,7	+ 9,4	+ 35,0
Hakodade	— 2,6	+ 6,8	+ 19,1	+ 11,7	+ 21,7
Taschkent	— 1,7	+ 14,8	+ 26,8	+ 11,5	+ 28,5
Niutschwang	— 12,0	+ 8,6	+ 25,4	+ 10,3	+ 37,4
Peking	— 4,6	+ 13,8	+ 26,1	+ 12,5	+ 30,7
Jarkand	— 6,0	+ 17,8	+ 27,7	+ 13,4	+ 33,7
Niigata	+ 2,2	+ 10,7	+ 26,0	+ 15,5	+ 23,8
Tokio	+ 2,3	+ 12,2	+ 25,0	+ 14,7	+ 22,7
Leh	— 8,1	+ 5,1	+ 16,4	+ 4,2	+ 24,5
Bagdad	+ 10,9	+ 21,8	+ 34,3	+ 23,9	+ 23,4
Jerusalem	+ 8,5	+ 16,9	+ 24,1	+ 20,3	+ 15,6
Multan	+ 12,4	+ 26,6	+ 33,1 ^r	+ 25,0	+ 20,7

	Januar	April	Juli	October	Diff. Juli-Jan.
Shanghai	+ 2,1 ⁰	+ 13,9 ⁰	+ 27,3 ⁰	+ 17,4 ⁰	+ 25,2 ⁰
Quetta	+ 4,7	+ 14,8	+ 24,9	+ 13,5	+ 20,2
Buschir	+ 14,1	+ 22,1	+ 31,2	+ 25,4	+ 17,1
Agra	+ 15,6	+ 31,1	+ 30,6	+ 26,4	+ 15,0 ⁰)
Patna	+ 16,2	+ 30,4	+ 29,3	+ 26,5	+ 13,1
Kelung	+ 14,2	+ 18,9	+ 28,2	+ 23,2	+ 14,0
Kalkutta	+ 18,3	+ 29,1	+ 28,3	+ 26,7	+ 10,0
Hongkong	+ 15,3	+ 22,8	+ 28,7	+ 24,2	+ 13,4
Hanoi	+ 15,4	+ 24,3	+ 30,5	+ 25,4	+ 15,1
Bombay	+ 23,3	+ 28,1	+ 27,2	+ 27,2	+ 3,9
Aden	+ 24,0	+ 27,7	+ 28,9	+ 27,8	+ 4,9
Madras	+ 24,3	+ 29,5	+ 29,7	+ 27,3	+ 5,4
Port Blair	+ 26,2	+ 28,5	+ 26,7	+ 26,4	+ 0,5
Saigon	+ 25,3	+ 28,7	+ 27,5	+ 27,0	+ 2,2
Jaffna	+ 25,6	+ 29,9	+ 28,4	+ 27,8	+ 2,8
Point de Galle	+ 25,7	+ 27,8	+ 26,6	+ 26,6	+ 0,9
Batavia	+ 25,1	+ 26,2	+ 25,6	+ 26,2	+ 0,5
Brisbane	+ 25,1	+ 20,7	+ 13,7	+ 20,8	- 11,4
Sidney	+ 21,8	+ 18,1	+ 11,2	+ 17,5	- 10,6
Melbourne	+ 19,9	+ 14,7	+ 8,7	+ 14,3	- 11,2
Hobarttown	+ 16,2	+ 11,9	+ 6,8	+ 11,4	- 9,4
Auckland	+ 19,9	+ 16,5	+ 11,0	+ 14,3	- 8,9
Martendale	+ 14,6	+ 10,1	+ 5,3	+ 10,4	- 9,3

177 Die jährlichen Variationen der Lufttemperatur. Die vorstehende Tabelle liefert uns das Material, um die jährlichen Variationen der Lufttemperatur für die in derselben verzeichneten Orte zu verfolgen. Zunächst finden wir in derselben eine Bestätigung für die bereits in §. 168 ausgesprochene Behauptung, dass im Allgemeinen die Grenzen, zwischen welchen die Temperatur eines Ortes im Laufe eines Jahres schwankt, um so weiter aus einander liegen, je weiter derselbe vom Aequator entfernt ist. Es geht dies besonders aus der Betrachtung der letzten, mit „Diff. Juli—Januar“ überschriebenen Columnne dieser Tabelle hervor.

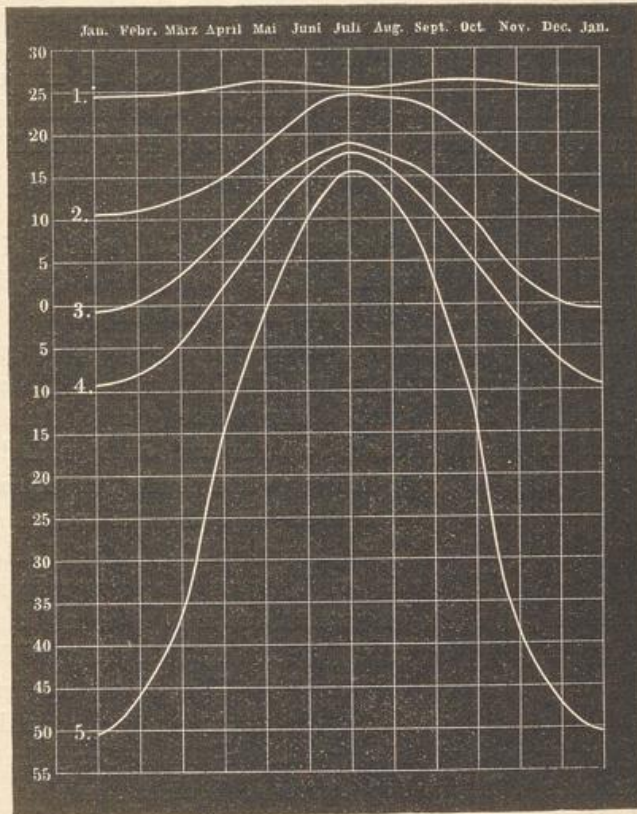
Um für irgend einen Ort den normalen Gang der mittleren Temperatur anschaulich zu machen, kann man denselben graphisch darstellen, indem man auf zwölf gleichweit von einander abstehenden, den einzelnen Monaten entsprechenden Verticallinien die entsprechenden mittleren Monatstemperaturen als Ordinaten aufträgt und die so markirten Punkte

*) Mittlere Temperatur im Mai = + 34,3⁰.

durch eine Curve verbindet, wie dies Fig. 289 für fünf verschiedene Orte geschehen ist.

Man übersieht hier sehr deutlich, wie in S. Anns die mittlere Temperatur der einzelnen Monate nur unbedeutenden Variationen unterliegt, während in Werchojansk die mittlere Monatstemperatur rasch

Fig. 289.



1. S. Anns, Trinidad.
2. Palermo.
3. Berlin.
4. Petersburg.
5. Werchojansk.

von $-50,5^{\circ}$ bis $15,4^{\circ}$ steigt, so dass also die Temperatureurve für Werchojansk eine sehr steile wird.

So ist auch die jährliche Temperatureurve für Petersburg steiler als die für Berlin; die mittlere Januartemperatur ist für Petersburg bedeutend, die mittlere Julitemperatur dagegen nur wenig tiefer als für Berlin.

Die Ordinaten, über welche die Curven der Fig. 289 gezogen sind, beziehen sich übrigens auf zu weit von einander abstehende Zeitintervalle, als dass sie das Gesetz der jährlichen Temperaturperiode auch in seinen Einzelheiten genau darstellen könnten; zu diesem Zwecke müsste man statt der Monatsmittel die mittlere Temperatur kleinerer Zeitabschnitte ermitteln und zwar erweisen sich fünftägige Mittel,

durch welche das Jahr in 73 gleiche Theile getheilt wird, besonders empfehlenswerth. Dove hat alle auf fünftägige Mittel berechneten Beobachtungen zusammengestellt und für einige Orte, welche besonders charakteristische Eigenthümlichkeiten und Gegensätze darbieten, graphisch dargestellt (Verbreitung der Wärme auf der Oberfläche der Erde, Berlin 1848). Am vollständigsten erhält man aber jedenfalls die jährliche Temperatureurve, wenn man zu ihrer Construction die 365 Tagesmittel verwendet.

Hat man aus einer längeren Reihe von Jahren die mittlere Temperatur für einen jeden Tag des Jahres ermittelt, so erhält man die mittlere Temperatureurve des Jahres, wenn man die 365 Tagesmittel in gleichen Horizontaldistanzen als Ordinaten aufträgt und den Gipfelpunkt einer jeden mit dem Gipfelpunkte der folgenden verbindet.

So hat sich z. B. aus Beobachtungen der Jahre 1848 bis 1893 die mittlere Temperatur der einzelnen Tage des Jahres für Königsberg folgendermaassen gefunden (s. nebenstehende Tabelle).

Wenn man nach den Zahlen dieser Tabelle die Temperatur eines jeden Tages als Ordinate aufträgt und den Gipfelpunkt jeder Ordinate mit dem Gipfelpunkte der folgenden durch eine gerade Linie verbindet, wie es auf Tab. 12 für die Monate Januar und Juli geschehen ist, so erhält man nicht etwa eine regelmässig verlaufende Curve, sondern eine im Zickzack unregelmässig auf- und absteigende. Bisweilen sind solche Unregelmässigkeiten, wie z. B. die bekannten Kälterückfälle im Mai, von denen später die Rede sein wird, durch die meteorologischen Verhältnisse begründet, im Allgemeinen kann man aber nicht annehmen, dass solche unregelmässige Curven, wie die in Tab. 12 gezeichneten, das wahre Gesetz des mittleren Verlaufes der Temperatur ausdrücken. In 45 jährigen Mitteln erscheinen also die Störungen des normalen Ganges der Lufttemperatur noch nicht ausgeglichen. Diese Unregelmässigkeiten verschwinden aber selbst in der Curve noch nicht, welche sich in der angegebenen Weise für Berlin aus 110 jährigen Beobachtungen ergibt.

Um solche Unregelmässigkeiten zu entfernen, haben Bouvard, Bessel u. A. Interpolationsformeln construirt, deren Constanten aus einer möglichst grossen Reihe von Beobachtungsdaten abgeleitet werden müssen. Die Anwendung solcher Formeln ist aber eine so umständliche, dass wir hier nicht weiter darauf eingehen können.

178 **Thermische Isanomalen.** Ein Blick auf die Karte der Jahresisothermen belehrt uns, wie ungleich die mittlere Jahreswärme an verschiedenen Orten desselben Breitengrades ist. Auf dem 60. Breitengrade z. B. ist die mittlere Jahrestemperatur auf dem Meere zwischen Asien und Amerika gleich 0° , an der Westküste der Hudsonsbay ist sie ungefähr -6° , in der Nähe der Südspitze von Grönland $+2^{\circ}$; auf dem Meere nördlich von Schottland $+7^{\circ}$, auf dem Ural 0° und im Inneren von Asien wieder -8° C.

Mittlere Temperaturen für Königsberg.

Tag	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	December
1.	-3,8 ⁰	-3,2 ⁰	-1,8 ⁰	3,2 ⁰	7,4 ⁰	13,8 ⁰	16,1 ⁰	17,3 ⁰	15,3 ⁰	11,0 ⁰	4,7 ⁰	-1,1 ⁰
2.	-4,3	-2,7	-2,0	3,2	8,0	14,4	16,4	17,0	15,2	10,9	4,3	-1,9
3.	-4,4	-2,6	-1,2	3,4	8,3	15,2	16,7	16,9	15,1	10,3	4,1	-2,1
4.	-3,6	-3,2	-1,4	3,6	8,6	15,2	16,5	17,0	15,4	9,7	4,3	-2,4
5.	-3,6	-2,7	-1,2	4,0	8,4	15,1	16,3	17,1	15,0	9,4	4,3	-1,6
6.	-3,0	-2,4	-1,2	4,5	7,6	15,4	16,4	17,0	14,9	9,6	3,8	-1,2
7.	-3,3	-2,2	-0,7	4,2	7,9	15,3	16,7	16,9	14,8	9,1	3,7	-0,6
8.	-3,7	-3,0	-0,4	4,4	9,0	15,4	17,1	17,2	14,6	9,5	3,9	-0,7
9.	-3,7	-3,5	-0,9	4,9	9,4	15,6	17,1	17,5	14,0	9,1	3,2	-1,2
10.	-3,4	-3,6	-1,0	4,9	9,5	15,3	17,0	17,1	14,2	8,8	2,7	-1,2
11.	-3,1	-2,9	-0,8	5,5	9,6	15,0	16,9	16,8	14,0	8,7	2,6	-1,2
12.	-3,3	-3,1	-0,8	5,1	10,0	14,9	17,1	16,9	13,2	8,7	2,2	-1,9
13.	-4,0	-3,8	-1,1	5,0	10,8	15,4	17,0	17,4	13,2	8,6	1,7	-1,8
14.	-4,8	-3,6	-1,5	5,0	10,9	15,0	17,8	17,4	13,1	8,0	1,7	-1,6
15.	-4,3	-2,5	-1,6	4,5	10,4	15,2	17,7	17,2	12,7	7,6	1,4	-1,3
16.	-4,5	-2,0	-1,1	5,1	11,0	15,4	18,3	16,8	12,5	7,8	1,3	-0,7
17.	-4,2	-2,6	-1,1	5,4	11,0	15,3	17,6	16,7	12,3	7,7	0,9	-1,3
18.	-4,1	-2,8	-0,9	5,3	11,6	15,2	17,4	16,4	12,3	7,2	0,9	-1,4
19.	-3,2	-2,7	-0,6	6,0	12,1	15,5	17,3	16,5	12,1	7,1	0,7	-2,4
20.	-2,9	-2,0	-0,2	6,8	12,1	16,0	17,2	16,7	12,0	7,0	0,6	-2,7
21.	-2,5	-2,8	-0,0	7,1	12,4	15,8	16,9	16,4	11,5	6,4	0,3	-2,7
22.	-2,9	-2,4	-0,6	7,1	12,2	15,7	17,5	16,3	11,1	6,2	0,5	-2,6
23.	-2,9	-2,8	-0,4	7,2	12,3	15,5	17,6	16,1	11,3	6,5	0,7	-2,5
24.	-2,8	-2,1	+0,4	6,8	12,8	15,6	18,2	15,7	11,5	6,2	0,8	-2,4
25.	-2,4	-1,7	1,0	6,9	12,4	15,8	18,3	15,5	11,5	6,2	-0,2	-1,8
26.	-2,2	-1,4	1,2	7,0	12,8	16,0	17,8	15,4	11,6	5,8	-0,2	-1,8
27.	-3,2	-1,8	1,3	6,7	13,4	15,9	17,6	15,6	11,2	5,7	0,0	-2,1
28.	-3,0	-1,6	1,8	7,5	13,5	16,0	17,4	15,8	11,7	5,3	+0,1	-2,4
29.	-2,6		2,7	7,1	13,3	16,0	17,2	15,6	11,8	4,6	0,5	-1,9
30.	-2,7		2,9	7,0	13,4	15,9	17,4	15,2	11,5	4,4	-0,1	-2,6
31.	-3,1		3,2		13,1		17,5	15,2				-3,8

Ermittelt man mit Hilfe der Isothermenkarte durch Interpolation die mittlere Wärme für eine grössere Anzahl äquidistanter, auf demselben Breitengrade liegender Punkte, und nimmt aus den so gefundenen Temperaturen das arithmetische Mittel, so erhält man eine Zahl, welche Dove die normale Temperatur des Parallels nennt. Nach Spitaler's Bestimmungen sind folgende die Werthe der normalen mittleren Jahrestemperatur für die einzelnen Parallelkreise.

80 ^o nördlicher Breite	— 16,8 ^o C.	10 ^o südlicher Breite	+ 25,0 ^o C
70	" " — 9,9	20	" " + 22,7
60	" " — 0,8	30	" " + 18,5
50	" " + 5,6	40	" " + 11,8
40	" " + 14,0	50	" " + 5,9
30	" " + 20,3	60	" " + 0,2
20	" " + 25,6	70	" " — 4,9
10	" " + 26,4	80	" " — 8,4
0	" " + 25,9		

Mit Hülfe dieser Tabelle kann man nun leicht sehen, ob und wieviel die mittlere Jahreswärme eines Ortes höher oder tiefer ist als die normale mittlere Jahrestemperatur des Parallels. So ist z. B. die mittlere Jahrestemperatur von Petersburg, welches ungefähr unter dem 60. Breitengrade liegt, + 3,7^o, also um 4,5^o höher als die Normaltemperatur des Parallels oder, um es kurz auszudrücken, die mittlere Jahrestemperatur von Petersburg ist um 4,5^o zu hoch. In gleichem Sinne ist dagegen die mittlere Jahrestemperatur von Olekminsk, — 7,7^o, welches ebenfalls unter dem 60. Breitengrade liegt, um 6,9^o zu niedrig.

Diese Differenz zwischen der mittleren Temperatur eines Ortes und der Normaltemperatur seines Parallels nannte Dove die thermische Anomalie. Mit dem Namen der thermischen Isanomalien bezeichnete er dagegen solche auf einer Karte gezogenen Curven, welche eine Reihe von Orten mit einander verbinden, denen eine gleiche thermische Anomalie zukommt. In der Karte Tab. XLII sind die thermischen Isanomalien des Jahres eingetragen. Um die Uebersicht zu erleichtern, sind die Gegenden, in welchen die mittlere Jahreswärme zu hoch ist, weiss gelassen, diejenigen, in welchen sie zu niedrig ist, dagegen blau angelegt.

So übersieht man denn hier mit einem Blick, dass die mittlere Jahreswärme von ganz Europa, Kleinasien, Arabien, Persien, Ostindien und dem grössten Theil von Afrika, Südamerika und Australien höher ist, als die Normaltemperatur des Jahres für die entsprechenden Parallelkreise; dagegen hat in gleicher Weise der ganze asiatische Continent bis auf die eben genannten südwestlichen Theile, und der Continent von Nordamerika bis auf die nordwestlichen Küsten und Florida eine zu geringe mittlere Jahreswärme.

Auf dieser Karte sehen wir aber auch, wie gross die thermische Anomalie eines jeden Ortes ist; wir sehen z. B., dass bei Paris, Berlin, Königsberg und Petersburg die mittlere Jahreswärme um 4^o, in Island, dem nördlichen Schottland, dem westlichen Norwegen um 8^o zu hoch ist. Dagegen läuft eine thermische Isanomale von — 2^o über Fort Simpson, Washington und Boston nach New-Foundland u. s. w.; zu Washington und Boston ist also die mittlere Jahrestemperatur um etwa 2^o zu niedrig.

In derselben Weise, wie die Curven der Karte Tab. XLII aus den Jahresisothermen abgeleitet worden sind, kann man auch die Monatsisothermen benutzen, um die thermischen Isanomalien für jeden einzelnen Monat zu construiren. Tab. XLIII und Tab. XLIV enthalten die thermischen Isanomalien der Monate Januar und Juli.

Aus dem Laufe der thermischen Isanomalien des Januar ersehen wir, dass die mittlere Temperatur dieses Monats an den nordwestlichen Küsten von Nordamerika und namentlich an den westlichen Küsten von Europa viel zu hoch ist; dass dagegen dieser Monat im Inneren und an den Ostküsten von Nordamerika, sowie auf dem asiatischen Continent und namentlich in Sibirien, viel zu kalt ist. In London ist die mittlere Temperatur des Januar um 12° , in Drontheim ist sie um 16° zu hoch; dagegen ist sie am Michigan- und Huronsee in Nordamerika 6° , zu Jakutsk in Sibirien 20° niedriger, als die Normaltemperatur der entsprechenden Parallelkreise für den genannten Monat.

Anders gestalten sich die Verhältnisse im Juli; in diesem Monate zeigt sich in Sibirien ein grösserer, in Europa nur ein unbedeutender Ueberschuss über die Normaltemperatur der entsprechenden Parallelkreise, während an den Ostküsten von Nordamerika auch dieser Monat zu kalt bleibt.

Nach Spitaler sind die normalen mittleren Temperaturen der Monate Januar und Juli für die einzelnen Parallelkreise folgende:

	Januar	Juli		Januar	Juli
80° nördl. Breite	— 32,0 ⁰	+ 2,6 ⁰	10° südl. Breite	+ 25,9 ⁰	+ 24,0 ⁰
70 " "	— 25,5	+ 7,3	20 " "	+ 25,5	+ 20,5
60 " "	— 16,0	+ 14,1	30 " "	+ 22,6	+ 15,2
50 " "	— 7,2	+ 18,1	40 " "	+ 16,1	+ 9,7
40 " "	+ 3,9	+ 23,8	50 " "	+ 8,0	+ 3,2
30 " "	+ 13,9	+ 27,4	55 " "	+ 4,6	— 0,6
20 " "	+ 21,7	+ 28,1			
10 " "	+ 25,7	+ 26,7			
0 " "	+ 26,2	+ 25,5			

Land- und Seeklima. Die ungleiche Vertheilung von Land 179 und Wasser auf unserer Erdoberfläche veranlasst eine ungleiche Erwärmung an verschiedenen Stellen, sie bedingt grossentheils die Richtung der Luft- und Meeresströmungen, durch welche entweder die höhere Temperatur der Tropen nach den Polen hin, oder umgekehrt die Kälte der Polarmeere dem Aequator genähert wird; die Wirkung, welche die Sonnenstrahlen an irgend einem Orte der Erde hervorzubringen im Stande sind, hängt von der Configuration des Landes, von der Beschaffenheit des Bodens ab, sie wird durch die Richtung der herrschenden Winde, durch Gebirgszüge modificirt; die klimatischen Verhältnisse einer Gegend sind also das Resultat mannigfacher Ursachen, welche sich theils combiniren,

theils gegenseitig modificiren, und welche bald mehr allgemeiner, bald mehr localer Natur sind, welche bald direct, bald indirect wirken. „Die physische Geographie,“ sagt Humboldt, „hat ihre numerischen Elemente wie das Weltsystem, und wir werden in der Kenntniss dieser Elemente in dem Maasse fortschreiten, als wir die Thatsachen besser benutzen lernen, um in ihnen die allgemeinen Gesetze mitten in dem Zusammenwirken der partiellen Störungen zu erkennen.“

Ganz abgesehen davon, dass die ungleiche Vertheilung von Land und Wasser auf unserer Erdoberfläche die Richtung der Luft- und Meeresströmungen modificirt, bewirkt sie auch direct eine ungleiche Wärmevertheilung, weil das feste Land, die Wärmestrahlen leichter absorbirend und ausstrahlend, sich schneller erwärmt und leichter wieder erkaltet als das Meer, welches überall von gleichförmiger Natur, wegen der bedeutenden specifischen Wärme des Wassers nicht so schnell erwärmt wird, die einmal erlangte Wärme aber auch nicht so schnell abgibt. Die Temperatur der Meeresoberfläche ist deshalb weit gleichförmiger, sowohl die täglichen als auch die jährlichen Temperaturschwankungen sind hier ungleich geringer, als in der Mitte der grossen Continente, und dadurch ist gerade der schon oben erwähnte Unterschied zwischen Land- und Seeklima bedingt, welcher dadurch grösser wird, dass an den Küsten der nördlich gelegenen Länder der Himmel meistens bedeckt ist, was sowohl den wärmenden Einfluss der Sonnenstrahlen im Sommer mässigt, als auch die starke Erkaltung des Bodens durch Wärmestrahlung im Winter hindert.

Inseln, welche mitten in einem grossen Meere liegen, Küsten und namentlich Halbinseln werden das weniger veränderliche Seeklima theilen, während auf dem Lande die Unterschiede zwischen Sommer- und Wintertemperatur um so grösser sind, je weiter man sich von den Küsten entfernt. Schon in früheren Paragraphen wurden Beispiele angeführt, welche zeigen, wie bei gleicher mittlerer Jahreswärme die Vertheilung der Wärme auf die verschiedenen Jahreszeiten oft sehr ungleich ist; wie an Orten, welche ein Küstenklima haben, die Temperaturschwankungen weit geringer sind als für solche Orte, welche mitten im Lande liegen.

So ist bereits angeführt worden, dass Edinburg bei gleicher mittlerer Jahreswärme doch mildere Winter und kühlere Sommer hat als Giessen. Die Differenz der mittleren Temperatur des heissesten und kältesten Monats beträgt für Edinburg nur 11,6°, für Giessen aber 18,6 Grad.

Die Tabellen auf Seite 508 bis 512 liefern Material genug, um den Unterschied zwischen Land- und Seeklima nachzuweisen; die folgende kleine Tabelle enthält die Zusammenstellung einiger besonders charakteristischer Beispiele.

Das Seeklima, welchem die vier erstgenannten Orte der folgenden Tabelle angehören, ist besonders durch kühle Sommer und gelinde Winter charakterisirt, so dass die Differenz zwischen der mittleren Temperatur

	Mittlere Temperatur des			Differenz
	Jahres	Januar	Juli	
Sitka	6,3	— 0,4	13,2	13,6
Reykjavig	4,1	— 1,2	13,4	14,6
Bergen	8,2	0,8	14,5	13,7
Dublin	9,5	4,7	15,4	10,7
Toronto	6,8	— 4,7	19,8	24,5
Moskau	3,9	— 11,1	18,9	30,0
Astrachan	9,4	— 7,1	25,5	32,6
Irkutsk	0,0	— 20,1	18,6	38,7
Jakutsk	— 11,1	— 42,7	18,8	61,5

des heissesten und des kältesten Monats nicht sehr gross ist. Am entschiedensten tritt dieser Charakter des Seeklimas an den nordwestlichen Küsten von Amerika auf, wie man aus den Karten Tab. XLIII und XLIV am leichtesten übersehen kann. Der Juli ist hier zu kühl, der Januar viel zu warm.

Das Continentalklima, welchem die fünf zuletzt genannten Orte angehören, ist dagegen durch heisse Sommer und kalte Winter ausgezeichnet, daher der Unterschied zwischen der Temperatur des Januar und des Juli hier sehr gross ist, wie dies namentlich die Temperaturverhältnisse von Sibirien zeigen. Auch dies zeigen die Karten Tab. XLIII und XLIV auf den ersten Blick, indem Sibirien auf der Januarkarte blau, auf der Julikarte weiss, also in beiden Fällen gerade entgegengesetzt angelegt ist, wie die Norwestküste von Nordamerika.

Aus den Karten Tab. XLIII und XLIV ersehen wir weiter, dass Europa fast normalen Sommer hat; die mittlere Temperatur des Juli ist nur wenig zu hoch, und dieser Ueberschuss wächst von Westen nach Osten hin, dagegen fallen die Westküsten Europas im Winter entschieden dem Seeklima anheim, indem hier die mittlere Januartemperatur weit höher ist als die Normaltemperatur dieses Monats für die entsprechenden Breitengrade.

Europa ist also unter allen Ländern gleicher geographischer Breite hinsichtlich seiner Wärmeverhältnisse in jeder Beziehung am meisten begünstigt, da es warme Sommer und gelinde Winter hat. Den Gegensatz zu diesem Verhältniss bildet Nordamerika, welches, den schmalen, bereits erwähnten Küstenstrich abgerechnet, im Sommer dem Küstenklima und im Winter dem Continentalklima anheimfällt, also bei sehr kalten Wintern verhältnissmässig kühle Sommer hat.

Welchen Einfluss solche klimatischen Verschiedenheiten auf die Vegetation ausüben müssen, ist klar. An mehreren Orten Sibiriens, in

Jakutsk z. B., wo die mittlere Jahrestemperatur $-11,1^{\circ}$ ist, die mittlere Januartemperatur aber $-42,7^{\circ}$ beträgt, wird während des kurzen, aber heissen Sommers Weizen und Roggen auf einem Boden gebaut, welcher in einer Tiefe von 1 m beständig gefroren bleibt; dagegen ist auf der Insel Island bei ungleich höherer Jahrestemperatur und bei einer unbedeutenden Winterkälte an den Bau von Cerealien nicht mehr zu denken, weil die niedrige Sommertemperatur nicht hinreicht, sie zur Reife zu bringen.

Im nordöstlichen Irland, wo im Winter kaum Eis friert, in gleicher Breite mit Königsberg, gedeiht die Myrthe so kräftig wie in Portugal, auf den Küsten von Devonshire überwintert die *Camellia japonica* und die *Fuchsia coccinea* im Freien; der Winter ist in Plymouth nicht kälter als in Florenz und Montpellier; der Weinbau gedeiht aber nicht in England, weil die Rebe wohl eine ziemlich starke Winterkälte vertragen kann, aber eines heissen Sommers bedarf, wenn die Trauben reifen und einen trinkbaren Wein liefern sollen. In Astrachan, welches mit dem Nordcap gleiche Winterkälte hat, reifen die herrlichsten Trauben. Ungarn bringt ausgezeichneten Wein hervor, obgleich seine Winter kälter sind, als im nördlichsten Schottland, wo kein Obstbaum mehr gedeiht, ja selbst kälter als auf den Faröerinseln, wo auch die Buche und die Eiche nicht mehr fortkommt.

Ueberall, wo die mittlere Jahreswärme unter 21° ist, findet das Erwachen der Natur im Frühlinge in demjenigen Monate statt, dessen mittlere Temperatur 7 bis 10° beträgt. Der Pfirsichbaum blüht, wenn die mittlere Temperatur eines Monats 7° , der Pflaumenbaum blüht, wenn sie 10° erreicht. Die Birke schlägt bei einer mittleren Monatstemperatur von 11° aus; in Rom findet dies im März, in Paris Anfangs Mai, in Upsala in der Mitte Juni statt, auf dem Nordcap kommt die Birke nicht mehr fort, weil die mittlere Temperatur des heissesten Monats nur 10° beträgt. Uebrigens sind die obigen Zahlen nur Mittelwerthe, und können in manchen Jahren wesentlich modificirt werden; nicht allein dadurch, dass die Temperaturmittel für die einzelnen Monate von Jahr zu Jahr innerhalb gewisser Grenzen veränderlich sind, sondern besonders deshalb, weil die Zeit des Grünwerdens und Blühens der Bäume durch sehr mannigfaltige Ursachen und keineswegs allein durch die monatliche Mitteltemperatur bedingt wird.

180 Ursachen der Krümmung der Isothermen. Bereits im Eingange des vorigen Paragraphen ist erwähnt worden, dass die Luft- und Meeresströmungen einen wesentlichen Einfluss auf die klimatischen Verhältnisse der Länder ausüben, und sie sind es auch vorzugsweise, welche die Krümmung der Isothermen bedingen.

In dem nördlichen Atlantischen Ocean sind die Südwestwinde die vorherrschenden. Der Südwestwind kommt aus den Aequatorialgegenden und führt die Wärme der Tropen zum Theil nach den kälteren Ländern;

dieser erwärmende Einfluss der Südwestwinde wird aber in solchen Ländern vorzugsweise merklich werden, welche der südwestlichen Luftströmung am meisten ausgesetzt sind, und somit erklärt sich, dass die westlicher gelegenen Theile Europas wärmer sind als die östlichen, und dass die Isothermen in Europa, welches eigentlich nur eine halbinselförmige Verlängerung des asiatischen Continents ist, weiter nach Norden steigen als im Inneren von Asien.

Ferner trägt die unter dem Namen des Golfstromes bekannte Meeresströmung sehr zur Milderung des europäischen Klimas bei. Dieser Strom tritt mit einer Temperatur bis zu 30°C . aus der Strasse von Florida, und folgt dann, nachdem er sich mit einem Theile des ebenfalls warmen nördlichen Aequatorialstromes vereinigt hat, den amerikanischen Küsten, um sich mit stets zunehmender Breite und abnehmender Temperatur östlich nach Europa hin zu wenden. Wenn auch der Golfstrom selbst nicht bis an die Küsten von Europa reicht, so verbreitet sich doch sein warmes Wasser, namentlich unter dem Einflusse der vorherrschenden Südwestwinde, in den europäischen Gewässern, was schon daraus hervorgeht, dass man an den westlichen Küsten von Irland und an den Küsten von Norwegen Früchte von Bäumen findet, die in der heissen Zone Amerikas wachsen; die West- und Südwestwinde bleiben also lange mit einem Meerwasser in Berührung, dessen Temperatur zwischen dem 45. und 50. Breitengrade selbst im Januar nicht unter 9° sinkt. Unter dem Einflusse dieses Golfstromes ist das nördliche Europa durch ein eisfreies Meer von dem Gürtel des Polareises getrennt; selbst in der kältesten Jahreszeit erreicht die Grenze des Polareises nicht die europäischen Küsten. Südlich von Spitzbergen (76° n. Br.) beträgt die mittlere Jahrestemperatur des Meerwassers an der Oberfläche $+ 4^{\circ}\text{C}$., während die mittlere Jahrestemperatur der Luft im südlichen Spitzbergen $- 5^{\circ}\text{C}$., dagegen die mittlere Jahrestemperatur der Luft unter dem 76. nördl. Breitengrade $- 14^{\circ}\text{C}$. beträgt.

Während so alle Umstände zusammenwirken, um die Temperatur in Europa zu erhöhen, wirken im nördlichen Asien mehrere Ursachen zusammen, um die Isothermen bedeutend herabzusenken. Die warmen Luftströme, welche, aus dem Becken des Indischen Oceans aufsteigend, die Wärme der Tropen dem inneren und nördlichen Asien zuführen könnten, werden durch die ungeheuren Gebirgsketten im Süden von Asien aufgehalten, während das nach Norden hin allmählich sich verflachende Land den Nord- und den Nordostwinden preisgegeben ist. Während sich Europa nicht weit nach Norden erstreckt, ragt Asien weit in das Nördliche Eismeer hinein, welches hier allen wärmenden Einflüssen entzogen, durch welche die Temperatur der europäischen Meere erhöht wird, fast immer mit Eis bedeckt ist. Ueberall reichen die Nordküsten von Asien bis an die Wintergrenze des Polareises, und die Sommergrenze dieses Eises entfernt sich nur auf kurze Zeit an einigen Stellen von den Küsten; dass aber dieser Umstand die Temperatur bedeutend erniedrigen muss, ist

klar, wenn man bedenkt, wie viel Wärme bei der Schmelzung solcher Eismassen gebunden wird.

Die bedeutende Senkung der Isothermen im Inneren von Nordamerika rührt vorzugsweise daher, dass dieser Continent in der Nähe seiner Westküste seiner ganzen Länge nach von einem mächtigen, von Nord nach Süd streichenden Gebirgswall, dem Felsengebirge und den Cordilleren von Neumexico durchzogen wird, an welchem die vom Grossen Ocean her wehenden Südwestwinde Wärme und Feuchtigkeit verlieren, während umgekehrt der ganze Landstrich zwischen dem Felsengebirge und dem Alleghanygebirge den kalten Nordwinden ausgesetzt ist.

Zu der bedeutenden Senkung an den Ostküsten von Nordamerika, welche gleichfalls nicht von warmen Seewinden getroffen werden, trägt auch noch der Umstand bei, dass sie nicht wie die europäischen Küsten von wärmeren Gewässern bespült sind, sondern dass hier kalte Meeresströmungen von Norden nach Süden ziehen. Eine solche Strömung, aus der Baffinsbay kommend, geht an der Küste von Labrador bis Newfoundland herab, wendet sich dann südwestlich, und lässt sich zwischen dem Golfstrom und der amerikanischen Küste bis zum Cap Hatteras verfolgen. Diese arktische Strömung trägt die Kälte der Polarregionen theils durch die niedrige Temperatur des Wassers selbst, theils durch schwimmende Eisberge in die südlicheren Gegenden.

Auf der südlichen Hemisphäre sind die Isothermen weit weniger gekrümmt als auf der nördlichen, was wohl vorzugsweise darin seinen Grund hat, dass der grösste Theil derselben mit Wasser bedeckt ist.

An den Westküsten von Südamerika macht sich eine Annäherung der Isothermen gegen den Aequator hin bemerklich, wie man dieses sowohl bei den Jahresisothermen als auch bei den Isothermen des Januar und des Juli sehen kann. Es rührt dies daher, dass gerade an diesen Küsten eine von Süden nach Norden gerichtete Meeresströmung die kälteren Gewässer des südlichen Meeres den niederen Breiten zuführt.

Eine ähnliche Strömung im südlichen Theile des Atlantischen Oceans bewirkt, dass auch zwischen Brasilien und Afrika die Isothermen besonders weit nach Norden rücken.

Im Allgemeinen ist, wie auch aus der Tafel S. 516 hervorgeht, die nördliche Hemisphäre vom Aequator an bis zu 45° Breite wärmer als die südliche, und zwar ist der Unterschied am grössten zwischen dem 20. und 25. Breitengrade. Jenseits des 25. Parallel ist die südliche Hemisphäre wärmer als die nördliche. Die Wärmeabnahme vom Aequator nach dem Pole findet über den Continenten weit rascher statt als über dem Meere; dagegen hat Spitaler gefunden, dass trotz der sehr verschiedenen Vertheilung von Land und Wasser auf beiden Hemisphären die mittlere Jahrestemperatur derselben nahezu gleich ist und gegen 15° C. beträgt.

181 **Abweichungen vom normalen Gange der Wärme.** Die periodischen Schwankungen der Lufttemperatur treten nie rein auf, sie

erscheinen stets mehr oder weniger durch unregelmässige Veränderungen alterirt. Wir brauchen nur die thermometrischen Beobachtungsreihen irgend eines Ortes mit Aufmerksamkeit zu verfolgen, um zu finden, wie verschieden der Gang der Wärme von einem Jahre zum anderen ist, wie bedeutend die aus den Beobachtungen gezogene mittlere Temperatur eines Monats in einzelnen Jahren von dem entsprechenden Mittel anderer Jahre sowohl wie von dem allgemeinen Monatsmittel abweicht.

Dove hat die nicht periodischen Aenderungen der Temperaturvertheilung auf der Oberfläche der Erde einer genaueren Untersuchung unterworfen und die Resultate seiner Forschungen in einer Reihe von Aufsätzen niedergelegt, welche in den Jahrgängen von 1838 bis 1846 der Abhandlungen der Berliner Akademie veröffentlicht wurden. Man findet daselbst nicht allein die Resultate seiner mühevollen Studien, sondern auch eine Zusammenstellung des gesammten Beobachtungsmaterials, welches er zusammenbringen konnte, und welches die Basis seiner Untersuchungen bildet.

Ist einmal das allgemeine Mittel der Temperatur für irgend einen Monat an einem bestimmten Orte aus einer möglichst grossen Reihe von Beobachtungsjahren bekannt, so kann man leicht ermitteln, um wie viel die mittlere Temperatur desselben Monats für ein bestimmtes Jahr über oder unter dem entsprechenden allgemeinen Monatsmittel war. Wenn wir z. B. wissen, dass das allgemeine Monatsmittel für den December in Berlin $0,44^{\circ}$ ist, dass aber die mittlere Temperatur dieses Monats im Jahre 1829 daselbst nur $-8,66^{\circ}$ betrug, so ist klar, dass der December 1829 zu Berlin um $9,10^{\circ}$ zu kalt war.

Solche Vergleichenungen hat nun Dove in grosser Anzahl zusammengestellt. Die Tabellen auf Seite 526 und 527 geben einen Auszug einer solchen Zusammenstellung für die Jahre 1829, 1834, 1857 u. 1859. Die Zahlen ohne Vorzeichen geben an, wie viel die mittlere Monatstemperatur in den genannten Jahren über, die negativen, wie viel sie unter dem allgemeinen Monatsmittel des Ortes war.

Wir sehen aus dieser Tabelle, dass der December 1829 in Europa sehr kalt war. In Paris war die mittlere Temperatur dieses Monats um $7,09$, in Berlin war sie sogar $9,10^{\circ}$ unter dem allgemeinen Mittel des Monats December. Diese Abweichung finden wir nun aber keineswegs in gleicher Weise an den übrigen in der Tabelle zusammengestellten Orten. In Petersburg und Kasan war der December 1829 freilich auch noch zu kalt, aber nicht so viel wie in Paris und Berlin, in Irkutsk dagegen finden wir schon einen merklichen Ueberschuss der mittleren Monatstemperatur; ebenso auf der Insel Island, während dieser Ueberschuss in Nordamerika noch bedeutender ist und zu Marietta $4,68^{\circ}$ erreicht.

Aehnliche Verhältnisse, wenn auch nicht ganz so ausgezeichnet, finden wir im Januar 1829.

Zu Paris herrschte während des ganzen Jahres 1829 eine zu niedrige Temperatur; zu Berlin haben wir nur in den Monaten Juni und September einen ganz unbedeutenden Ueberschuss an Wärme, während an allen anderen auf der Tabelle verzeichneten Orten dieser Ueberschuss in mehreren Monaten bald mehr oder weniger bedeutend ausfällt. Namentlich zeigt Reykiavig in den Sommermonaten eine zu hohe Temperatur.

Für den Februar 1829 erstreckt sich die zu niedrige Temperatur über alle in unserer Tabelle verzeichneten Orte; der Unterschied vom allgemeinen Mittel der mittleren Februartemperatur ist aber keineswegs überall gleich. In Marietta und in Petersburg war die Kälte am bedeutendsten, während in Reykiavig und in Irkutsk die negative Abweichung nur unbedeutend ist. Von Marietta nach Osten gehend finden wir eine Abnahme der negativen Abweichung; für England weisen Dove's Tabellen sogar eine, freilich unbedeutende positive Abweichung nach. Noch weiter nach Osten zu wächst die negative Abweichung wieder, um in Petersburg ein Maximum von $5,09^{\circ}$ zu erreichen und dann wieder bis Irkutsk abzunehmen, wo sie nur noch $\frac{1}{2}$ Grad beträgt.

Diese Verhältnisse berechtigen uns wohl zu der Annahme, dass östlich über Irkutsk hinaus im Februar 1829 eine positive Abweichung von der normalen Temperatur stattgefunden habe, dass im östlichen Asien, im westlichen Nordamerika und dem zwischenliegenden Ocean der Februar 1829 zu warm gewesen, und dass also hier der Gegensatz gegen die zu niedrige Temperatur zu suchen sei, welche zu jener Zeit im Osten von Amerika, in Europa und im westlichen Theile von Asien herrschte. Leider fehlt es an Beobachtungen aus jener fast 180 Längengrade umfassenden Gegend, welche unsere Vermuthungen bestätigen könnten.

Einen Gegensatz gegen 1829 bildet das Jahr 1834. Das westliche Europa hat sich fast das ganze Jahr 1834 hindurch eines Ueberschusses an Wärme zu erfreuen, während wir auf der Tabelle für Island schon fast durchgängig negative Vorzeichen sehen. Der Januar 1834 war im ganzen westlichen Europa bedeutend über dem allgemeinen Mittel, während alle auf der Tabelle verzeichneten Orte mit Ausnahme von Paris und Berlin zu viel Kälte hatten.

Der December 1831 war in Nordamerika sehr streng, in Europa dagegen mild, wie man aus folgender Zusammenstellung der Abweichungen von dem entsprechenden Monatsmittel sieht:

Fort Armstrong	— 9,8 ^o
Marietta	— 7,5
Concord	— 6,9
Philadelphia	— 5,2
Reykiavig	— 1,8

Manchester	+ 3,10 ⁰
Paris	+ 1,75
Danzig	+ 0,48

In Russland war dann der December 1831 wieder etwas zu kalt.■

Im Folgenden ist noch eine Zusammenstellung der Abweichungen der Temperaturen von den Mittelwerthen für vier Monate der neueren Zeit, nämlich der December 1877, Juli 1878, Juli 1879 und December 1879 gegeben *):

	December 1877	Juli 1878	Juli 1879	December 1879	
Vereinigte Staaten	Neu-England	+ 4,6 ⁰	+ 0,8 ⁰	0,0 ⁰	- 1,3 ⁰
	Südstaaten	+ 1,6	+ 0,6	- 0,2	+ 2,5
	Seenregion	+ 7,0	+ 2,3	- 0,9	+ 3,2
	Oberer Mississippi und unterer Missouri	+ 9,0	+ 1,2	- 5,5	- 2,5 ^{**})
	Minnesota	+ 11,2	+ 1,4		- 6,9 ^{***})
	Ohio u. Tennessee-Thal	+ 6,3	+ 1,4	- 1,1	+ 2,8
	Felsengebirge	+ 0,4		- 0,8	- 1,6
	Pacifische Küste	+ 0,6	+ 0,6	- 0,9	- 2,9
	Westgrönland	- 1,3	+ 0,2	- 0,3	
	Inseln u. Faröer	- 0,7	+ 1,2	- 0,9	+ 2,0
	Schottland	0,0	+ 1,1	- 1,0	- 1,5
	Skandinavien	+ 1,6	- 0,8	- 0,1	- 0,4
	Deutsche Nordseeküste u. Nieder- lande	+ 0,5	- 0,9	- 2,1	- 5,8
	Norddeutsche Ebene	+ 0,5	- 1,3	- 1,3	- 4,3
	Süddeutschland	+ 0,9	- 1,0	- 2,3	- 10,2
	Schweiz	+ 1,1	- 0,9	- 3,7	- 7,2
	Italien	- 0,3			
	Südliches Oesterreich	- 0,4	- 0,8	- 1,6	- 4,2
	Mittleres Oesterreich	+ 1,2	- 0,9	- 2,2	- 9,1
	Nördliches Oesterreich	+ 1,1	- 0,9	- 2,4	- 6,7
	Westrussland	+ 0,1	- 3,2	- 2,5	- 2,9
	Centralrussland	- 3,2	- 2,5	- 1,0	- 2,4
	Petersburg	+ 2,1	- 3,9	- 2,8	- 0,2
	Weisses Meer	+ 5,5	- 2,9	- 4,1	- 1,1
	Mittlerer Ural	+ 0,8	+ 0,7	+ 0,5	- 2,3
	Mittlere Wolga	- 1,1	- 1,2	- 0,6	- 2,1
	Untere Wolga	- 3,5	- 1,6	+ 0,5	- 0,1
	Südruss. Steppen, östl. Theil	0,0	- 2,2	+ 1,0	- 1,1
	Südruss. Steppen, west. Theil	+ 1,0	- 2,9	- 1,2	- 4,4
	Krim	+ 3,0	- 2,6	0,0	- 3,8
	Westliches } Mittleres } Transkaukasien	+ 1,2	0,0	+ 1,3	+ 0,3
	Oestliches }	+ 1,9	- 0,1	+ 2,5	+ 1,7
	- 2,4	+ 0,6	+ 1,3	+ 0,7	
Unterer Amur-Darja	- 10,6	+ 1,5	- 0,2	+ 1,5	
Nördliche Kirgisensteppen	- 11,3	+ 2,5	+ 0,8	+ 3,2	
Südliches Westsibirien	- 11,9	+ 2,3	+ 1,2	+ 2,2	
Jenisseisk	- 4,8	+ 1,8	+ 3,7	+ 5,7	
Irkutsk	- 5,4	+ 2,6	+ 1,6	+ 0,1	
Hüttenwerk Nertschinsk	- 0,4	+ 1,2	+ 0,8	+ 2,1	
Nikolajewsk am Amur	- 1,5	- 0,2	+ 1,1	+ 2,5	
Peking	- 2,6	+ 0,7	- 0,2	+ 1,0	

*) A. Woeikoff, Die Klimate der Erde, I. Theil. — **) Oberes Missis-
sippi-Thal. — ***) Missouri-Thal.

	Nordamerika		Island	Europa			Nordasien	
	Marietta	Concord	Reykjavig	Paris	Berlin	Petersburg	Kasan	Irkutsk
	1829							
Januar	0,6	-0,9	0,0	-3,8	-2,7	-1,2	-1,8	1,0
Februar	-5,3	-3,3	-0,2	-1,2	-3,5	-5,1	-0,9	-0,6
März	-3,4	2,0	0,4	-1,3	-1,9	-3,1	-0,9	-0,1
April	-2,1	-0,3	0,2	-0,6	-2,1	-2,2	-1,9	-1,1
Mai	1,7	1,2	-0,1	-0,3	-2,1	0,9	0,8	-1,1
Juni	1,1	0,2	0,7	-0,2	0,5	-0,3	0,1	-1,1
Juli	-0,7	-0,6	2,4	-0,7	0,0	2,4	1,8	0,2
August	0,2	-0,2	3,2	-1,2	-0,3	-0,7	0,2	0,0
September	-0,6	-3,6	-0,1	-1,4	0,3	1,9	0,3	0,0
October	0,0	-0,4	-1,9	-1,6	-1,6	-1,5	0,6	1,3
November	-2,2	0,0	-0,2	-1,8	-2,9	-1,8	-0,3	2,0
December	4,7	3,8	1,6	-7,1	-9,6	-1,0	-3,6	2,1
	1834							
Januar	-2,5	-1,9	-1,9	5,6	6,2	-3,0	-3,2	-0,6
Februar	4,1	2,0	0,1	-0,5	1,5	0,3	-5,8	2,4
März	0,0	0,8	0,2	0,5	1,0	2,2	4,5	1,9
April	0,6	1,1	-0,3	-1,8	-1,4	-0,1	2,1	1,8
Mai	-1,9	-2,0	-1,4	1,3	1,9	0,2	-0,1	1,8
Juni	0,3	-0,9	-2,2	0,6	1,2	-2,1	0,2	1,8
Juli	1,5	2,5	-1,4	1,0	4,1	-0,4	-2,5	0,9
August	0,5	-0,8	-2,6	1,2	3,2	2,5	1,6	-0,1
September	-0,4	1,1	-1,6	2,1	1,5	-0,1	-0,1	1,1
October	-1,8	-0,5	-0,9	0,0	0,1	-0,1	2,4	1,8
November	-0,1	-1,7	0,0	0,1	1,0	-0,5	1,9	3,3
December	0,5	-1,8	2,6	0,0	1,6	1,6	3,0	0,9

	Nordamerika				Europa			Nordasien	
	Sitka	Marietta	Concord	Paris	Berlin	Petersburg	Catherinenburg	Nertschinsk	
	1857								
Januar	-1,5	-7,0	-4,2	-0,5	-0,2	0,7	2,2	-2,3	
Februar	-1,9	4,7	4,5	-1,7	0,0	4,0	-4,9	0,4	
März	0,8	-2,5	0,4	-1,0	0,4	4,0	-1,1	1,2	
April	1,9	-5,4	-0,2	-1,4	-0,1	-0,4	-2,2	1,6	
Mai	1,2	-2,6	0,3	0,1	-0,1	-0,5	-2,2	-2,3	
Juni	0,1	0,5	-	-0,2	0,9	-1,6	-2,1	-1,6	
Juli	-0,4	0,9	1,2	0,1	0,9	-1,9	-0,3	-0,9	
August	0,1	0,6	0,0	-1,6	3,1	0,5	1,4	-0,2	
September	-0,1	1,3	0,6	0,6	1,9	-1,9	-2,7	0,5	
October	0,5	0,0	-0,4	-0,3	2,9	1,7	-2,7	0,4	
November	1,8	-1,2	1,7	0,7	-0,9	1,1	-2,7	0,0	
December	2,0	4,0	2,9	0,5	3,1	5,1	-0,6	1,6	
1859									
	St. Louis				Philadelphia				
Januar	0,7	0,9	-0,6	1,3	3,2	6,7	-0,2	1,1	
Februar	-2,9	1,7	-2,3	1,6	2,9	4,4	3,9	-1,0	
März	-0,6	2,6	3,9	2,1	3,4	0,9	0,3	1,2	
April	0,2	-2,5	-0,9	1,2	-0,9	1,4	5,7	3,0	
Mai	-0,9	1,4	1,2	0,2	0,4	2,1	-0,7	1,3	
Juni	0,4	-0,6	-0,5	1,0	1,4	2,2	2,8	-0,6	
Juli	-0,4	0,6	0,0	4,2	2,8	-1,3	-0,3	-1,6	
August	-0,9	0,1	0,7	2,1	2,9	-0,9	-2,0	0,1	
September	0,1	-1,1	1,3	2,2	-0,1	-0,4	-0,8	0,2	
October	-2,3	-0,6	-1,2	1,7	0,7	0,8	2,3	-0,3	
November	-5,3	2,6	1,9	-0,8	0,0	2,5	2,7	3,4	
December	1,6	-5,0	-0,8	-2,2	-2,3	2,5	5,6	-1,9	

182 Gleichzeitige Witterungsverhältnisse verschiedener Gegenden. Durch derartige Zusammenstellungen und Vergleichen, wie wir sie im vorigen Paragraphen kennen lernten, wurde Dove zu der Annahme geführt:

1) dass grössere Abweichungen vom normalen Gange der Temperatur nicht local auftreten, sondern dass sie sich gleichzeitig über grössere Strecken der Erdoberfläche verbreitet zeigen, dass dagegen

2) eine zu grosse Kälte oder zu grosse Wärme auch nicht gleichzeitig über die ganze Erde verbreitet ist, sondern dass jedes in irgend einer Gegend auftretende Extrem sein Gegengewicht in einer entgegengesetzten Abweichung an anderen Gegenden findet.

Es ist danach wahrscheinlich, dass stets nahezu dasselbe Quantum Wärme auf der Erdoberfläche verbreitet ist, dass aber die Vertheilung desselben ausser den periodischen Schwankungen auch nicht periodische Aenderungen erleidet.

Uebersieht man die in diesem und dem vorigen Paragraphen mitgetheilten Thatsachen und Gesetze, so ergibt sich aus ihnen der Schluss, dass anomale Witterungsverhältnisse nicht kosmischen, sondern nur tellurischen Ursprungs sind.

Ein sehr anschauliches Bild der Wärmevertheilung in Europa im Laufe einiger ungewöhnlicher Winter hat Dove durch die Construction der thermischen Isametralen (Berlin 1864) gegeben, wie er die Linien gleicher Abweichung vom normalen Monatsmittel bezeichnet.

Von den sechs Karten mit Isametralen, welche Dove veröffentlicht hat, mögen hier die verkleinerten Copien einiger der interessantesten folgen.

Fig. 1, Tab. 13, stellt die gleichzeitigen Abweichungen vom normalen Monatsmittel für den December 1829 dar. Zu niedrige Temperatur ist durch ausgezogene, zu hohe ist durch punktirte Linien bezeichnet. In ganz Centraleuropa war es zu kalt, das Maximum der Abweichung vom normalen Monatsmittel mit -9° (Réaumur) fällt aber auf die Linie von Breslau nach Krakau. In Wien, Amsterdam und Wilna war es um 6° zu kalt. In Sicilien und Drontheim herrschte die normale Temperatur, im nördlichen Norwegen und in Lappland dagegen war es etwas zu warm.

Der Februar 1845 war in ganz Europa zu kalt, wie man aus Figur 2, Tab. 13, sieht, das Maximum der Kälte aber mit 7 Grad unter dem Mittel fiel nach Wilna.

Der November 1851, Fig. 1, Tab. 14, war im westlichen Europa zu kalt, im östlichen zu warm.

Fig. 2, Tab. 14, stellt die thermischen Isametralen Europas und des westlichen Asiens für den Januar 1848 dar.

Veränderlichkeit monatlicher Mittel. Von den klima- 183
tischen Verhältnissen einer Gegend geben die allgemeinen Monatsmittel noch kein vollständiges Bild. Man erhält dies erst, wenn man den Grad der Veränderlichkeit der Witterungsverhältnisse kennt, wenn man weiss, wie weit sich die monatlichen Mittel einzelner Jahre von dem entsprechenden allgemeinen Mittel entfernen können. Auch auf diesen Punkt hat Dove seine Aufmerksamkeit gerichtet. Er bestimmte für eine grosse Anzahl von Orten die absolute Veränderlichkeit, unter welcher er den grössten Spielraum versteht, innerhalb dessen die mittlere Temperatur der einzelnen Monate während einer möglichst grossen Reihe von Beobachtungsjahren schwankte. So ist z. B. die niedrigste mittlere Januartemperatur, welche seit 1719 im Laufe von 138 Jahren zu Berlin beobachtet wurde, die von 1823, welche $- 11,7^{\circ}$, die höchste aber die von 1796, welche $+ 6,2^{\circ}$ betrug; die absolute Veränderlichkeit des Januar für Berlin ist demnach $17,9^{\circ}$. Nach dieser Erläuterung ist die auf den Seiten 532 bis 535 stehende Tabelle grösster Abweichungen monatlicher und jährlicher Mittel verständlich, welche ein Auszug der von Dove gegebenen ist.

Die zweite Verticalreihe giebt die Anzahl der Beobachtungsjahre, während welcher die folgenden Differenzen vorkamen.

Aus der näheren Ansicht dieser Tabelle geht unmittelbar hervor:

1) Dass die absolute Veränderlichkeit der Temperatur zwischen den Tropen am geringsten, dass sie aber in den Gegenden der Moussons (Ostindien) bedeutender ist als in der Region der Passate.

2) In der gemässigten Zone, besonders an Orten eines noch nicht überwiegenden Seeklimas, wächst die absolute Veränderlichkeit mit der Annäherung an die kalte Zone, wie sich am deutlichsten durch die Vergleichung von Italien, den Alpen, Deutschland und Nordeuropa ergibt.

3) Die Nähe bedeutender Gebirge scheint besonders die Veränderlichkeit während der Sommermonate zu steigern, wie sich namentlich aus der Vergleichung der entsprechenden Zahlen für die Alpen und für Deutschland ergibt.

4) Im Seeklima ist die Veränderlichkeit gering. Entfernt man sich von den Küsten in das Innere der Continente, so nimmt die Veränderlichkeit anfangs zu, dann wieder ab. So ist die Veränderlichkeit in England kleiner als an den benachbarten Küsten des Continents, und hier wieder kleiner als im inneren Deutschland. Im nördlichen Asien ist die Veränderlichkeit wieder weit geringer als in Deutschland.

5) Die grösste Veränderlichkeit findet in den Wintermonaten statt, während in der gemässigten Zone, namentlich in den Gegenden vorherrschender Sommerregen, der September in der Regel der beständigste Monat ist.

Als mittlere Veränderlichkeit bezeichnet Dove den mittleren Werth aller in einem möglichst grossen Zeitraume für den gegebenen Monat vorgekommenen Abweichungen ohne Berücksichtigung des Zeichens derselben. Nach Dove's Berechnungen ist die mittlere Veränderlichkeit für

	Januar	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Septbr.	Octbr.	Novbr.	Decbr.	Mittel
Sibirien und Ural	3,0	2,6	2,2	2,0	1,7	4,3	1,2	1,3	1,3	1,8	2,2	3,1	2,0
Nordöstliches Europa	3,2	2,8	2,1	1,6	1,7	1,3	1,5	1,4	1,1	1,5	1,9	2,9	1,8
Baltische Länder	2,1	2,1	1,7	1,2	1,2	1,1	1,3	1,3	0,9	1,2	1,5	2,0	1,5
Inneres Russland	3,1	2,6	2,2	1,8	1,4	1,5	1,6	1,6	1,5	1,5	1,9	3,5	2,0
Nördliches Deutschland	2,7	2,5	2,0	1,6	1,5	1,1	1,3	1,4	1,1	1,3	1,6	2,6	1,7
Südliches Deutschland	2,6	2,1	1,7	1,7	1,5	1,2	1,3	1,3	1,2	1,3	1,6	2,3	1,6
Westeuropa	2,3	1,8	1,6	1,3	1,4	1,2	1,1	1,2	1,1	1,1	1,4	1,9	1,4
Schweiz	2,1	1,8	1,6	1,4	1,3	1,2	1,1	1,2	1,1	1,1	1,5	2,0	1,5
Italien	1,4	1,2	1,1	1,2	1,4	1,1	1,0	0,9	1,0	1,1	1,2	1,4	1,2
England	1,5	1,3	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	1,1	1,1	1,4	1,2
Oestliches Amerika	1,8	1,9	1,5	1,1	1,1	0,9	0,9	0,9	1,0	1,1	1,4	1,8	1,3
Inneres Amerika	2,3	2,6	2,1	1,8	1,4	1,2	1,2	1,1	1,3	1,5	1,8	2,1	1,7
Westamerika	2,2	1,9	1,4	0,7	0,8	0,7	0,9	0,8	0,6	0,8	1,9	1,9	1,2
Polarländer	1,9	1,6	2,2	1,5	1,4	1,1	1,7	1,5	1,2	1,6	1,6	2,0	1,6

Auf der folgenden Seite sind die in Königsberg beobachteten Temperaturmittel für die einzelnen Monate während der Zeit vom Mai 1848 bis April 1893 angegeben. Es zeigt sich aus dieser Zusammenstellung, dass an diesem Orte die geringste Veränderlichkeit im Juli stattfindet, während im Mai die Veränderlichkeit ziemlich gross ist. Das Jahresmittel wechselte zwischen 8,22° und 4,80° C., also um 3,4° C. Es geht hieraus hervor, dass das Jahresmittel der Temperaturen keineswegs so constant ist, wie vielfach angenommen wird.

Temperatur-Mittel in Grad C. für Königsberg i. Pr.

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	October	November	December	Jahr
1848	—	—	—	—	11,7	17,1	16,5	15,2	12,1	8,6	2,7	+1,0	—
1849	— 4,9	+ 0,5	—0,5	4,6	12,4	13,1	15,5	15,0	11,7	7,2	2,6	—5,0	6,02
1850	—11,4	— 0,8	—2,5	6,0	13,6	16,5	17,6	17,8	12,2	7,0	3,5	+1,8	6,78
1851	— 3,1	— 0,7	0,0	8,4	9,3	14,6	16,8	17,0	13,7	10,8	3,5	+2,0	7,69
1852	+ 0,2	— 2,2	—0,4	1,8	11,5	17,6	18,6	18,0	13,7	6,1	2,5	+2,6	7,51
1853	— 0,6	— 3,5	—3,7	3,6	11,2	17,3	17,7	16,2	13,2	9,1	1,4	—3,3	6,56
1854	— 4,5	— 2,2	+1,0	5,2	13,2	14,2	18,9	18,7	12,3	8,6	0,3	+0,1	7,16
1855	— 7,0	—11,3	—0,6	4,4	9,9	16,8	18,8	16,8	13,1	10,3	1,0	—7,4	5,42
1856	— 1,4	— 3,2	—2,4	7,2	10,5	14,9	15,3	14,5	12,5	8,7	—1,1	0,0	6,30
1857	— 3,2	— 3,8	+0,8	5,2	9,5	14,6	16,7	18,9	14,3	9,6	2,0	+2,8	7,29
1858	— 4,2	— 6,6	—1,4	4,3	10,8	16,4	19,4	19,6	14,4	9,5	—2,5	—2,7	6,43
1859	+ 0,4	+ 1,1	+2,9	5,4	13,0	16,7	17,6	19,4	12,8	8,5	2,6	—4,5	7,99
1860	— 0,9	— 3,1	—1,6	7,2	11,2	16,4	17,6	16,3	13,7	6,3	0,1	—4,4	6,56
1861	— 7,4	+ 0,9	+3,3	3,7	8,8	17,4	19,0	16,6	11,8	7,6	3,4	+0,4	7,12
1862	— 7,7	— 6,1	—0,9	4,6	12,6	15,4	15,5	16,2	12,8	8,5	—0,8	—5,7	5,37
1863	+ 1,4	+ 1,5	+2,0	6,7	10,8	15,4	15,0	17,0	14,0	9,9	4,2	+0,7	8,22
1864	— 4,1	— 1,5	+2,2	4,3	6,3	15,7	15,6	13,8	12,0	6,0	—0,5	—4,5	5,44
1865	— 1,7	— 8,2	—2,2	5,0	13,6	11,6	19,4	15,3	12,4	6,9	4,0	+0,4	6,37
1866	+ 1,9	— 1,2	—0,1	7,2	9,0	17,6	15,7	16,0	15,6	6,6	2,3	—0,7	7,50
1867	— 3,1	0,0	—3,2	4,6	7,2	12,7	15,2	15,8	12,3	8,2	1,4	—5,5	5,46
1868	— 5,8	0,0	+1,8	6,8	12,6	15,8	18,8	20,1	13,6	8,4	0,4	+0,5	7,76
1869	— 3,2	+ 1,8	+1,1	7,5	11,2	13,1	16,2	16,4	13,3	7,1	1,5	—1,3	7,07
1870	— 3,3	—10,6	—2,1	4,8	10,6	13,7	17,4	16,5	12,2	6,7	3,5	—9,3	5,00
1871	— 8,3	— 7,9	+2,6	3,5	7,2	13,9	17,6	16,6	10,9	4,0	0,4	—2,9	4,80
1872	— 1,5	— 3,3	+1,7	7,6	14,1	16,9	17,4	16,1	13,6	10,4	5,1	—1,0	8,09
1873	+ 0,8	— 2,9	+2,0	4,0	9,1	15,5	18,0	17,4	12,7	8,5	4,1	+2,2	7,60
1874	0,0	— 1,1	+0,3	5,6	7,0	14,7	17,4	15,0	14,3	9,8	1,3	—2,2	6,86
1875	— 4,4	— 6,4	—2,9	3,0	11,2	16,7	18,4	17,9	12,4	3,9	—1,4	—6,5	5,16
1876	— 6,3	— 1,4	+1,9	7,4	7,6	18,0	18,0	16,7	12,7	7,8	—3,1	—7,4	5,99
1877	— 1,8	— 1,5	—2,0	3,9	9,0	16,0	17,7	16,2	9,9	5,9	5,5	—1,3	6,45
1878	— 2,2	— 0,3	+1,0	8,0	10,6	15,4	15,7	17,4	14,5	9,6	4,1	—0,5	7,79
1879	— 5,4	— 2,1	—1,9	5,3	10,7	15,8	15,7	16,5	14,7	7,6	0,8	—5,3	6,03
1880	— 3,4	— 2,6	—0,5	6,7	10,1	15,6	18,0	17,5	14,0	5,5	3,2	—0,6	6,96
1881	— 7,2	— 3,3	—1,8	3,0	11,2	14,6	17,0	15,1	12,2	4,6	3,4	—0,3	5,70
1882	+ 1,8	+ 1,4	+4,6	6,9	11,5	15,1	18,6	16,8	14,1	5,9	1,2	—2,8	7,92
1883	— 3,2	— 1,2	—3,9	4,5	10,0	16,5	17,7	16,1	13,9	8,1	4,2	+0,9	6,98
1884	+ 1,0	+ 1,5	+1,7	4,2	10,3	14,6	18,2	15,1	14,2	8,0	—0,4	+1,2	7,47
1885	— 3,4	+ 0,7	+1,9	7,0	9,6	15,6	17,8	13,9	12,2	7,8	0,7	—0,6	6,94
1886	— 2,3	— 5,8	—2,7	8,6	11,9	14,8	16,2	16,5	13,5	6,7	4,7	+0,1	6,84
1887	— 1,7	— 1,5	—0,6	6,3	10,8	13,0	17,8	15,2	13,8	6,1	2,6	—1,4	6,71
1888	— 5,1	— 5,7	—5,4	3,8	11,0	14,6	16,0	15,3	12,8	6,8	1,3	—0,6	5,57
1889	— 5,3	— 4,0	—4,1	5,8	15,8	18,2	16,2	15,0	10,3	8,7	3,7	—2,9	6,45
1890	+ 0,5	— 2,5	+2,1	8,4	14,6	14,2	16,8	18,0	13,0	6,5	1,9	—6,2	7,20
1891	— 4,4	— 2,0	+1,1	5,2	11,7	14,3	18,3	15,6	13,4	9,4	0,7	+1,0	7,10
1892	— 4,7	— 2,8	—1,0	4,4	11,0	14,4	15,2	17,0	14,1	7,1	1,6	—3,3	6,10
1893	—13,0	— 4,0	+0,4	4,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mittel	— 3,41	— 2,59	—0,26	+5,46	10,81	15,40	17,22	16,53	13,05	7,67	+1,86	—1,83	6,68
Gr. Abw.	14,9	13,1	10,0	6,8	9,5	6,6	4,4	6,3	5,7	6,9	8,6	12,1	3,42

Tabelle grösster Abweichung

		Januar	Februar	März	April	Mai
Die Tropen.						
Calcutta	8	6,5	5,8	4,6	4,0	2,5
Madras	21	4,2	4,0	6,2	9,3	5,5
Rio Janeiro	7	3,3	1,9	2,3	1,6	2,9
Havanna	7	4,2	5,2	2,8	2,8	2,2
Italien.						
Palermo	39	7,4	7,1	4,7	5,9	4,6
Rom	20	5,0	6,7	3,0	4,4	5,7
Nizza	20	5,6	5,0	7,1	6,6	4,5
Mailand	72	10,2	11,2	8,1	6,9	8,0
Mittel . .		6,8 *)	6,7	6,6	5,8	6,1
Alpen.						
St. Bernhard	21	10,3	8,3	9,3	5,2	4,9
Genf	42	12,2	7,9	7,6	7,4	7,4
Innsbruck	52	14,4	13,0	11,6	10,4	8,1
München	34	13,1	8,5	10,0	8,1	7,3
Mittel . .		11,1	8,9	8,3	8,1	6,6
Mittleres Europa (Continentalklima).						
Carlsruhe	40	11,7	10,4	11,0	8,3	6,4
Stuttgart	43	17,6	11,4	7,8	10,3	7,1
Prag	15	13,2	11,5	7,9	5,3	6,9
Dresden	10	11,2	8,1	7,9	5,3	6,6
Berlin	138	17,8	13,1	12,6	10,5	9,0
Mittel . .		11,8	9,8	7,5	5,9	6,8
Mittleres Europa (Seeklima).						
Paris	33	11,9	9,9	7,3	6,3	6,6
Harlem	17	7,4	7,4	5,1	4,1	5,1
Elberfeld	12	7,4	5,4	4,1	3,4	4,8
Hamburg	18	11,6	10,1	7,7	6,8	7,1
Danzig	24	11,3	8,7	7,7	6,7	7,6
Mittel . .		10,8	8,5	7,2	6,2	6,4

*) Diese Mittel sind nicht aus den darüber stehenden, sondern aus einer grösseren Anzahl von Zahlen abgeleitet.

monatlicher und jährlicher Mittel.

Juni	Juli	August	September	October	November	December	Jahr
Die Tropen.							
2,6	1,8	1,0	2,1	1,5	2,1	2,4	
3,4	4,1	3,2	3,0	2,2	3,4	2,8	2,5
1,6	1,6	3,3	3,0	1,5	2,4	1,6	
1,1	3,0	2,5	2,6	2,4	2,5	1,8	1,8
Italien.							
5,4	4,8	4,0	5,9	4,4	4,9	6,3	2,2
6,6	4,4	4,8	5,7	4,2	5,1	5,6	2,5
9,5	4,9	5,6	4,7	5,4	5,3	5,6	4,4
6,9	5,8	6,6	8,6	6,5	6,5	8,5	3,5
6,5	4,6	5,6	5,3	5,3	6,0	6,6	2,8
Alpen.							
7,1	7,8	4,4	7,1	6,3	10,2	7,9	2,9
7,4	6,3	6,4	5,3	6,4	8,0	9,4	2,8
6,2	8,1	11,2	7,7	9,3	10,6	16,3	5,6
6,5	6,5	8,1	7,2	5,6	6,5	11,5	3,2
6,3	6,2	6,7	5,8	6,4	7,5	11,4	3,2
Mittleres Europa (Continentalklima).							
7,8	6,2	6,6	6,0	8,3	8,3	12,1	2,8
6,9	6,6	7,8	5,9	8,7	6,4	13,4	3,8
3,3	4,6	7,1	3,9	4,8	7,5	14,8	4,1
2,8	6,4	6,4	3,5	4,5	5,4	10,4	3,9
8,5	9,0	8,7	6,5	8,6	10,6	16,8	
4,9	5,9	6,3	4,3	5,6	6,5	12,2	3,2
Mittleres Europa (Seeklima).							
5,8	5,0	5,9	4,8	6,1	6,8	12,1	2,9
5,2	4,8	5,0	3,3	5,2	5,5	10,9	3,3
6,9	4,7	5,9	5,0	4,4	6,0	11,9	2,6
5,4	6,3	6,6	3,9	7,5	5,7	10,4	3,1
7,5	5,2	7,7	5,3	4,8	6,9	11,4	4,5
6,2	5,7	6,6	4,7	5,7	6,8	11,4	3,4

Tabelle grösster Abweichung

		Januar	Februar	März	April	Mai
England.						
London	52	11,8	7,4	7,2	6,1	5,9
Manchester	25	11,0	6,8	4,8	6,9	6,5
Dublin	17	8,4	6,3	7,1	5,8	3,8
Edinburg	11	5,2	4,3	5,2	4,4	2,4
Mittel		7,4	6,1	5,2	5,0	4,8
Nordeuropa und Nordasien.						
Stockholm	16	13,2	11,4	8,9	8,0	6,3
Upsala	40	16,4	14,1	14,0	9,6	8,4
Tornea	31	14,6	18,3	12,4	10,0	12,1
Petersburg	14	9,2	11,6	10,2	8,0	6,6
Kasan	8	7,3	10,4	6,7	4,2	6,7
Irkutsk	10	5,6	5,8	6,0	2,6	3,6
Mittel		13,1	12,9	10,2	8,7	7,5
Nordamerika.						
Salem	43	8,3	9,5	6,0	5,9	7,7
Marietta	10	8,7	10,6	6,7	7,9	4,5
Montreal	10	4,1	7,5	5,0	7,1	5,3
Mittel		7,5	8,2	6,0	6,2	6,0

184 **Säculare Variationen des Klimas.** Die Frage, ob in historischen Zeiten das Klima verschiedener Länder eine merkliche Aenderung erlitten habe oder nicht, könnte nur dann mit Sicherheit beantwortet werden, wenn uns genaue meteorologische Beobachtungen wenigstens aus mehreren Jahrhunderten vorlägen. Bekanntlich aber ist die Erfindung des Thermometers selbst noch ziemlich neuen Datums und erst gegen Ende des vorigen Jahrhunderts hat man angefangen, regelmässig fortgesetzte Beobachtungen über den Gang der Lufttemperatur zu machen.

Glaisher glaubte aus den in London gemachten Beobachtungen eine allmähliche Erhöhung der mittleren Jahrestemperatur in England nachweisen zu können, indessen hängt die gefundene Erhöhung jedenfalls nur mit der grösseren Ausbreitung der Stadt und der dadurch allmählich ungünstiger gewordenen Lage der Beobachtungsstation zusammen. Buchan hat dagegen eine 94 jährige Reihe von Temperaturbeobachtungen untersucht, die in Schottland angestellt waren, und ist zu dem Resultate gekommen, dass eine Veränderung der mittleren Jahrestemperatur in dieser Zeit nicht stattgefunden hat.

monatlicher und jährlicher Mittel.

Juni	Juli	August	September	October	November	December	Jahr
E n g l a n d.							
5,3	6,0	5,7	5,3	6,0	6,0	9,2	3,8
6,3	6,7	3,9	5,2	5,4	6,7	6,5	2,8
4,0	3,9	4,9	4,7	5,3	6,2	5,9	3,8
5,2	3,0	4,6	3,7	2,5	4,8	4,4	1,8
5,0	4,4	4,5	4,5	5,2	5,5	6,3	2,7
Nordeuropa und Nordasien.							
5,9	7,0	7,0	5,1	6,8	7,1	12,6	4,1
7,2	6,9	6,0	6,0	9,3	10,7	13,8	3,9
11,6	9,0	9,6	11,5	10,2	10,6	15,7	1,2
5,6	6,8	6,0	4,5	4,5	6,8	11,5	4,0
5,2	4,2	6,0	3,0	5,6	8,8	13,1	
4,9	3,4	2,2	1,6	2,4	4,0	6,3	
7,2	6,9	7,3	6,7	8,4	9,3	12,1	3,3
Nordamerika.							
5,6	6,1	5,5	4,9	6,9	5,8	11,6	3,4
4,0	4,0	4,4	5,6	7,5	7,2	12,8	2,9
6,3	3,4	4,9	3,6	4,7	7,2	10,7	3,1
4,8	4,8	4,9	4,4	5,3	5,9	10,2	3,2

Nach Dove weicht die aus der Periode von 1848 bis 1865 abgeleitete mittlere Jahrestemperatur für Berlin nur um $\frac{1}{100}$ Grad von dem aus 137 Jahren abgeleiteten Mittel ab.

Für weiter zurückliegende Zeiten sind die Temperaturangaben zu unsicher, als dass man sie zur Grundlage solcher Untersuchungen machen könnte; indessen kann man aus den meteorologischen Beobachtungen Tycho Brahe's schliessen, dass wenigstens in den Regen- und Bewölkungsverhältnissen im Sunde während der letzten 300 Jahre keine Veränderung stattgefunden hat.

Derartige sorgfältige Aufzeichnungen finden sich aber äusserst selten; will man daher das Problem einer etwaigen Veränderung des Klimas mehrere Jahrhunderte weit zurückverfolgen, so bleibt nichts übrig, als nach etwaigen Veränderungen der Flora und der Fauna zu forschen.

Aus der Thatsache, dass in Palästina heute noch Weinstock und Dattelpalme neben einander cultivirt werden, wie in biblischen Zeiten, schloss Arago, dass sich das Klima jenes Landes seit 3300 Jahren nicht merklich geändert habe. Das Gleiche hielt Arago auch für Aegypten.

Griechenland und Rom, und Biot hielt es auch für China für wahrscheinlich, während manche andere Länder Veränderungen zeigen, welche auf eine Abnahme der mittleren Temperatur gedeutet sind.

So ist es z. B. eine Thatsache, dass in manchen Gegenden Frankreichs und Deutschlands vor Jahrhunderten Wein gebaut wurde, in welchen diese Cultur gegenwärtig eingegangen ist. Einen sicheren Schluss auf Verschlechterung des Klimas kann man daraus aber nicht ziehen, denn das Aufgeben des Weinbaues an Orten, welche für denselben weniger geeignet sind und welche nur sehr geringe Weine lieferten, kann auch daher rühren, dass man gegenwärtig bei den so sehr verbesserten Verkehrsverhältnissen mit weniger Kosten guten Wein beziehen, als schlechten bauen kann.

In den Alpen scheinen einige Thatsachen auf Veränderungen des Klimas hinzudeuten. Es ist festgestellt, dass vor einigen Jahrhunderten viele Alpengletscher weniger ausgedehnt waren als gegenwärtig. Ferner ist es eine leider unzweifelhafte Thatsache, dass die obere Grenze des Waldes gegenwärtig um mehrere hundert Fuss niedriger ist als früher. Hoch über der jetzigen Waldgrenze findet man noch Reste alter Wälder, abgestorbene Stämme, mächtige Wurzeln und Holzreste als Zeugen einer früher hier bestandenen kräftigen Vegetation.

Aus dem Vordringen der Gletscher lässt sich übrigens noch kein sicherer Schluss auf eine Erniedrigung der mittleren Temperatur ziehen, da die Lage des unteren Gletscherrandes von vielen zusammenwirkenden Ursachen abhängt, die sich meist einer eingehenderen Untersuchung entziehen. Ist es doch eine Thatsache, dass in den Alpen einige Gletscher vordringen, während andere gleichzeitig im Rückgang begriffen sind. In manchen Jahren sind die Gletscher des Berner Oberlandes sehr merklich zurückgegangen, in anderen vorgerückt, ohne dass die mittlere Jahrestemperatur eine merkliche Veränderung erfahren hätte.

Ebenso wenig kann man aus dem Herabsteigen der oberen Waldgrenze einen sicheren Schluss auf eine Erniedrigung der mittleren Jahrestemperatur ziehen. Als unmittelbare Ursache dieser bedauernswerthen Thatsache muss man vielmehr den Umstand hervorheben, dass die Alpenbewohner bis jetzt so gut wie gar keine Sorgfalt auf die Erhaltung ihrer Wälder verwendeten, dass sie im Gegentheil möglichst bemüht sind, ihre Weiden zu vergrößern. Da nun die Weideplätze meist oberhalb der Wälder liegen, so werden diese zunächst an ihrer oberen Grenze angegriffen, und es bleiben nur einzelne Bäume, die Wettertannen, zum Schutze des Viehes stehen. Die Füße des Rindviehs und die Zähne der Ziegen und Schafe lassen aber keinen jungen Wald mehr aufkommen. Dazu kommt noch, dass einzelne Waldstrecken absichtlich oder durch Zufall abgebrannt werden und dass Lavinen und Stürme vielfache Verheerungen in den ohnehin gelichteten Wäldern anrichten, ohne dass für Nachpflanzung gesorgt wird.

Das Aussterben der höher gelegenen Alpenwälder hat aber auch eine Verkümmern der übrigen Vegetation zur Folge, indem sie weniger

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 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 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.

Die Einwirkung des erwärmten Bodens kann sich nur nach und nach auf die höheren Luftschichten erstrecken. Es ist also immer eine mehr oder weniger bedeutende Zeit nöthig, bis sich die in der Tiefe stattfindenden Temperaturschwankungen in grössere Höhen fortpflanzen; dadurch aber wird nothwendiger Weise die Zeit des täglichen und des jährlichen Maximums verschoben, und zwar muss es auf den Höhen später eintreten als im Thal. Den Beobachtungen von Kämtz zufolge findet in der That in den Sommermonaten auf dem Rigi (1800 m hoch) das Maximum der Temperatur erst um 5 Uhr Nachmittags statt.

Ebenso findet eine Verspätung des jährlichen Temperaturmaximums auf hohen Bergen statt. Während in Genf der Juli entschieden der heisseste Monat ist, ist auf dem St. Bernhard die mittlere Temperatur des Juli und des August fast gleich; es ist also offenbar die Zeit der grössten Wärme gegen den August hin verschoben.

Bei plötzlich eingetretener strenger Winterkälte, namentlich in der Gegend der barometrischen Maxima, kommt es öfters vor, dass es an höher gelegenen Orten wärmer ist als an tiefer gelegenen. So stand zu Dresden das Thermometer am 23. Januar 1823 auf -34°C. , während es auf dem Königsstein nur -21°C. zeigte. Am 22. Januar 1850 fiel das Thermometer auf dem Brocken nur auf -13°C. , während es auf der umgebenden Niederung auf -25°C. fiel.

Noch ein anderer Umstand veranlasst manchmal, dass es in der Höhe wärmer ist als in der Tiefe, wenn nämlich bei windstillem Wetter die Thäler mit Nebel bedeckt sind, während sich die Höhen des Sonnenscheins erfreuen, wie dies in Gebirgsgegenden im Spätherbst und im Winter öfters der Fall ist. So ist z. B. das Aarethal bei Solothurn in den letzten Monaten des Jahres oft Wochen lang in Nebel gehüllt, während man von der Höhe des Weissensteins bei herrlichem Sonnenschein das wogende Nebelmeer übersieht, aus welchem einzelne Anhöhen gleich Inseln hervortauchen, während im Süden die lichten Alpenfirnen diese einförmige Nebelfluth begrenzen.

Vergleicht man an einem solchen Nebeltage die Temperatur der meteorologischen Station Solothurn mit der der Station Weissenstein, so findet man letztere namhaft höher. Am 9. December 1863 um 1 Uhr Nachmittags war z. B. die Lufttemperatur zu Solothurn $+0,2^{\circ}\text{C.}$, auf dem Weissenstein aber $+7^{\circ}\text{C.}$

Eine hiermit zusammenhängende Erscheinung besteht darin, dass Pflanzen häufiger in Thälern als auf Hügeln dem Erfrieren ausgesetzt sind, denn bei windstillem Wetter lagern sich die kältesten Luftschichten vorzugsweise in den am niedrigsten gelegenen Gegenden.

Während für grössere Höhendifferenzen die höheren Luftschichten nur ausnahmsweise wärmer sind als die tieferen, steigt die Temperatur der Luft meist, wenn man sich in den untersten Luftschichten vom Boden aus bis zu einer gewissen Höhe erhebt. So fand z. B. Prestel (Jelinek, Zeitschrift für Meteorologie, 2. Bd.) für Emden als Resultat

langjähriger Beobachtungen folgende Werthe der mittleren Monats-
temperatur der Luftschichten, welche sich 1'', 17' 3'' und 28' 4'' über
dem Boden befinden:

	1''	17' 3''	28' 4''
Januar	- 0,27 ⁰ R.	+ 0,11 ⁰ R.	- 0,01 ⁰ R.
Februar	+ 0,49	0,94	+ 0,94
März	2,13	2,71	2,85
April	5,20	5,98	6,21
Mai	8,48	9,47	9,76
Juni	11,52	12,50	12,88
Juli	12,53	13,54	13,85
August	12,52	13,63	13,93
September	10,24	11,20	11,48
October	7,10	7,92	8,03
November	3,15	3,61	3,58
December	1,13	1,46	1,44

In einer Höhe von 17' bis 28' ist also die mittlere Temperatur aller
Monate höher als die unmittelbar auf dem Boden aufliegende Luftschicht.

Pictet fand zu Genf bei stillem, heiterem Wetter, 2 bis 2¹/₂ Stunden
nach Sonnenaufgang, die Temperatur der freien Luft in einer Höhe von
85 Fuss über dem Boden gleich der in einer Höhe von 5 Fuss. Mit
steigender Sonne stieg dann das untere Thermometer rascher als das
obere bis zur heissesten Tageszeit, wo das untere Thermometer ungefähr
2⁰ höher stand als das obere. Nachher nahm die Differenz der beiden
Thermometer bis kurz vor Sonnenuntergang wieder ab, während in der
Nacht das obere Thermometer höhere Temperaturen angab.

Bei ganz bedecktem Himmel, bei dichtem Nebel oder bei heftigem
Winde war der Stand der beiden Thermometer der gleiche.

187 **Temperaturverhältnisse der Hochebenen.** Ein isolirter,
hoch in die Luft hineinragender Bergkegel oder ein Bergkamm wird die
höheren Regionen der Atmosphäre nicht merklich erwärmen können,
weil die Winde in jedem Augenblicke nur kalte Luftmassen an ihm vor-
beiführen. Eine Hochebene von bedeutendem Umfange aber kann sich
unter dem Einflusse der Sonnenstrahlen bedeutend erwärmen, indem sie
von einer weniger dichten und weniger hohen Luftschicht bedeckt ist
als die tieferen Gegenden, weil also die Sonnenstrahlen, welche eine
Hochebene treffen, durch Absorption in der Luft weniger Wärme ver-
loren haben als die, welche zur Tiefe gelangen. Eine Hochebene kann
also auch einen merklichen Einfluss auf die Erwärmung der höheren
Luftregionen ausüben, welche über ihr schweben und welche eben wegen

der grösseren Ausdehnung des Plateaus längere Zeit mit dem erwärmten Boden in Berührung bleiben.

Unter sonst gleichen Umständen muss es demnach auf Hochebenen wärmer sein als auf isolirten Berggipfeln von gleicher Höhe. In den mexicanischen Gebirgen unter dem 19. Grade nördlicher Breite findet sich die Schneegrenze in einer Höhe von 4400 m und alle phanerogamische Vegetation hat hier selbstverständlich aufgehört, während in Peru bei gleicher südlicher Breite in grösserer Höhe eine zahlreiche ackerbauende Bevölkerung wohnt; Potosi liegt 4000 m über dem Meeresspiegel, die Schneegrenze liegt hier in einer Höhe von 5960 m. Dies erklärt sich nur durch die bedeutende Ausdehnung und Höhe der Hochebenen Perus und Bolivias. Das Plateau, in dessen Mitte der Titicaca-See liegt, erhebt sich zwischen zwei Gebirgsketten bis zu einer Höhe von mehr als 4000 m; bei einer Breite von 60 geographischen Meilen erstreckt es sich vom 16. bis zum 20. Grade südlicher Breite, so dass es eine Oberfläche von 3600 Quadratmeilen hat. Die Plateaus der Andes in der Nähe des Aequators haben höchstens eine Oberfläche von 10 Quadratmeilen, und die Höhe der mexicanischen Hochebene beträgt nur 1900 bis 2600 m.

Ein anderes Beispiel bietet die Hochebene von Tibet und der chinesischen Tartarei. In einer Höhe von 3800 m wird hier in einer Breite von 32° noch Weizen mit Erfolg gebaut, die Cultur der Gerste steigt noch weit höher hinauf, während auf dem südlichen Abhange des Himalaya in den Thälern des Ganges schon in einer Höhe von 3100 m alle Cultur aufhört; ja selbst unter dem Aequator auf den Plateaus von Quito und Cajamarca ist die Grenze der Cultur des Weizens 750 m tiefer als in den Hochebenen von Tibet.

Während sich die Hochebenen unter der Einwirkung der Sonnenstrahlen stark erwärmen, ist natürlich auch aus demselben Grunde der Wärmeverlust, den sie durch die nächtliche Strahlung erleiden, viel bedeutender als in der Tiefe. Auf der Hochebene von Cajamarca in Peru, wo in einer Höhe von 1400 m die mittlere Temperatur 20° C. ist, erfriert doch der Weizen häufig des Nachts. Humboldt sah hier bei Tage im Schatten das Thermometer auf 31° C. steigen, während es vor Sonnenaufgang nur 10° C. gezeigt hatte.

Auf den Hochebenen sind also die täglichen Schwankungen der Temperatur, und, wenn sie weiter vom Aequator entfernt liegen, auch die jährlichen, viel grösser als unter sonst gleichen Umständen in der Tiefe; so hat z. B. die Hochebene von Tibet sehr heisse Sommer, obgleich die mittlere Jahrestemperatur ziemlich niedrig ist (die mittlere Temperatur des Monats October fand Turner 7° C., und dies ist so ziemlich genau auch die mittlere Jahrestemperatur), weil der Winter um so kälter ist. Auf der Nordseite des Himalaya liegen die Culturgrenzen und die Schneegrenze nicht etwa deshalb höher als auf dem südlichen Abhange, weil die mittlere Jahreswärme höher, sondern weil bei der ungleichmässigeren Wärmevertheilung der Sommer auf der nördlichen

Abdachung heisser ist, und dann auch, weil auf dem Nordabhang viel weniger Schnee fällt als auf der Südseite.

188 Die Schneegrenze. Die Temperaturabnahme in den höher über dem Meeresspiegel gelegenen Luftschichten wird dadurch besonders auffallend nachgewiesen, dass auf hohen Gebirgen der Schnee selbst in den Sommermonaten nicht wegschmilzt, dass diese Gipfel Jahr aus Jahr ein mit Schnee bedeckt bleiben. Im Vorübergehen ist der Grenze des ewigen Schnees in den Andes von Südamerika bereits Erwähnung geschehen, wir wollen jedoch diesen Gegenstand noch einer ausführlicheren Betrachtung unterwerfen.

Unter der Grenze des ewigen Schnees oder kurz der Schneegrenze versteht man diejenige Höhe, über welche hinaus der Schnee auf den Abhängen der Gebirge, welche nicht allzu steil sind, so dass er überhaupt auf denselben liegen bleiben kann, selbst in der heissesten Jahreszeit nicht vollständig wegschmilzt.

Solche Jahr aus Jahr ein mit Schnee bedeckte Abhänge werden Schneefelder genannt.

Im Allgemeinen wird natürlich die Schneegrenze um so tiefer gegen den Meeresspiegel herunter rücken, je mehr man sich vom Aequator aus den Polen nähert; doch ist ihre Höhe keineswegs allein durch die geographische Breite eines Ortes bestimmt, sondern sie wird durch mancherlei locale Verhältnisse auf das Mannigfaltigste modificirt.

Die folgende Tabelle enthält eine Zusammenstellung der Höhe der Schneegrenze in verschiedenen Gegenden der Erde.

Gebirge	Breite	Untere Grenze des ewigen Schnees Meter	Mittlere Temperatur im Niveau des Meeres in der gleichen Gegend	
			des ganzen Jahres	des heissesten Monats
Spitzbergen	77° N.	450	— 8° C.	+ 4° C.
Ostgrönland	74	1000	— 12	5
Nordcap	71	720	+ 2	10
Finnmarken	70	950	0	13
Island	65	940	+ 3	9
Nördlicher Ural	64	1460	— 2	17
Norwegen, im Innern	60—62	1560	+ 4	16
Kamtschatka	56	760	0	15
Altai	50	2140	4	24
Alpen	45 ³ / ₄ —46°	2710	11	18
Kaukasus (Elbruz)	43° 21'	3500	14	22
Pyrenäen	42 ¹ / ₂ —43°	2890	15	24
Aetna	37 ¹ / ₂	2910	18	26

Gebirge	Breite	Untere Grenze des ewigen Schnees Meter	Mittlere Temperatur im Niveau des Meeres in der gleichen Gegend	
			des ganzen Jahres	des heissesten Monats
Himalaya, nördl. Abhang	28° N.	5300
" südl. Abhang	28	4920	20° C.	26° C.
Mexico	19	4520	25	28
Sierra Nevada di Merida	8° 5'	4550	28	28
Vulcan von Tolima	4,46	4670
Quito	0,0	4980	28	28
Cotopaxi	1° S.	4627	26	26
Chimborazo	2	4850	24	26
Bolivia	16	5230	20	22
Peru	20	5750	20	23
Nord-Chile	24	5100	18	22
Mittel-Chile	36	2580	13	18
Süd-Chile	40	1710	12	16
Maghellanstrasse	54	1200	6	10

Wie ungleich die Höhe der Schneegrenze auf den Gebirgen verschiedener Gegenden ist, wird durch Fig. 291 (a. f. S.) anschaulich gemacht, in welcher die vorzüglichsten Höhen von Südamerika, Asien und Europa in Gruppen zusammengestellt sind. Die Lage der Schneegrenze ist durch die hier beginnende hellere Schraffirung zu erkennen. Die den durchlaufenden horizontalen Linien entsprechenden Höhen (in Metern ausgedrückt) sind am rechten Rande der Figur beigesetzt.

Die erste Gruppe links stellt die südamerikanischen Gebirge dar, und zwar ist Nr. 1 der Aconcagua, Nr. 2 der Sorata, Nr. 3 der Sahama, Nr. 4 Chimborazo.

Nr. 5 ist der Kilimandjaro, und dem Himalayagebirge gehören die Gipfel Nr. 6 (Dapsang) und Nr. 7 (Gaurisankar) an, während Nr. 8 den Elbruz im Kaukasus darstellt. Die linke Seite der Himalayagipfel entspricht dem nördlichen, die rechte Seite dem südlichen Abhang, und man sieht bei dem Gaurisankar, dass die Schneegrenze auf dem nördlichen Abhänge höher liegt als auf dem südlichen. Beim Elbruz dagegen bezeichnet die linke Seite den östlichen, und die rechte Seite den westlichen Abhang.

Die übrigen Gipfel in unserer Figur entsprechen europäischen Gebirgen, und zwar Nr. 9 dem Montblanc, Nr. 10 den Pyrenäen (Pic d'Aneto), Nr. 11 dem Sulitelma und Nr. 12 dem Horn-Sund-Pic auf Spitzbergen.

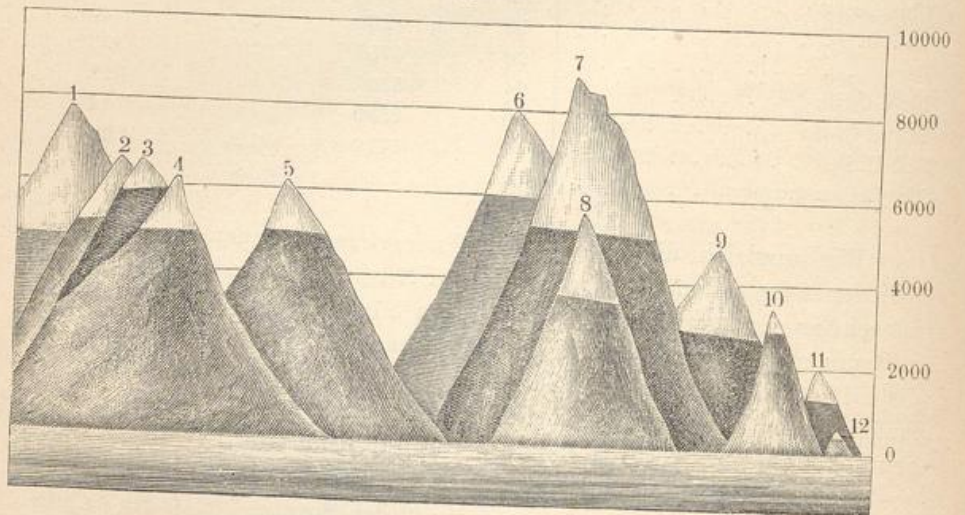
Man glaubte früher, dass sich die Grenze des ewigen Schnees stets in solchen Regionen finden müsste, wo die mittlere Jahrestemperatur 0° C. ist. Wenn es so wäre, so müssten alle Länder, deren mittlere

Jahrestemperatur unter Null ist, beständig mit Schnee bedeckt sein, während wir doch z. B. wissen, dass selbst zu Jakutzk, bei einer mittleren Jahrestemperatur von $-11,1^{\circ}\text{C}$., noch Cerealien gebaut werden.

Die Grenze, bis zu welcher selbst im Sommer der Schnee nicht wegschmilzt, kann also nicht ohne Weiteres aus der mittleren Jahrestemperatur eines Ortes abgeleitet werden, sie hängt nicht sowohl von der mittleren Jahreswärme, als vielmehr von der Vertheilung der Wärme auf die verschiedenen Jahreszeiten ab.

In Jakutzk ist die mittlere Temperatur des heissesten Monats $18,8^{\circ}\text{C}$. Bei einer solchen Wärme muss der Schnee wegschmelzen, der Winter mag noch so kalt gewesen sein. Wenn zu Jakutzk bei unveränderter mittlerer Jahrestemperatur von $-11,1^{\circ}\text{C}$. die Wärme so vertheilt wäre,

Fig. 291.



dass sie nur zwischen 0°C . und -22°C . schwankte, so würde der Schnee ewig liegen bleiben.

Die mittlere Temperatur der Schneegrenze kann also an Orten, welche ein sehr excessives Klima haben, sehr niedrig sein; in solchen Gegenden aber, für welche die Differenz zwischen der Sommer- und Wintertemperatur geringer ist, wird die mittlere Jahrestemperatur an der Grenze des ewigen Schnees höher sein. Da nun zwischen den Wendekreisen die Schwankungen der Temperatur weit geringer sind als in den gemäßigten Zonen und in den Polargegenden, so wird auch die mittlere Jahrestemperatur der Luft an der Schneegrenze in den Tropen weit höher sein als in höheren Breiten.

Denken wir uns einen Ort, an welchem die Temperatur der Luft das ganze Jahr hindurch 0°C . betrüge, so könnte der Schnee, welcher hier fällt, unmöglich wegschmelzen, und man sieht leicht ein, dass, wenn die Temperatur eines Ortes um nur sehr wenige Grade schwankt, die mittlere

Temperatur über 0°C . sein muss, damit der gefallene Schnee vollkommen wegschmelzen kann, wenn man bedenkt, wie viel Wärme beim Schmelzen des Schnees gebunden wird. Es ist daher leicht zu begreifen, dass in den Tropen die mittlere Lufttemperatur an der Schneegrenze über Null ist.

In den Tropen ist die mittlere Lufttemperatur der Schneegrenze $+1,2^{\circ}\text{C}$., während sie in Norwegen vom 60. bis 70. Breitengrade -5°C . ist; in Sibirien ist sie natürlich noch niedriger.

Da die Schneegrenze vorzugsweise von der Temperatur des heissesten Monats abhängt, so muss die Höhe der Schneegrenze in verschiedenen Gegenden, für welche die mittlere Jahreswärme in der Ebene gleich ist, verschieden sein, wenn die Vertheilung der Wärme an beiden Orten ungleich ist, falls die eine Gegend ein Küstenklima, die andere aber ein Continentalklima hat. Bei gleicher mittlerer Jahreswärme in der Ebene liegt die Schneegrenze für ein Küstenklima tiefer als für ein Continentalklima.

So hat z. B. Island und das Innere von Norwegen vom 60. bis 62. Grade fast ganz gleiche mittlere Jahreswärme, in Island ist aber die Sommerwärme geringer, und deshalb liegt auch die Schneegrenze bedeutend (700 m) tiefer.

Je mehr Schnee im Winter fällt, desto heisser muss es im Sommer werden, um ihn ganz wegzuschmelzen; da nun an den Küsten mehr Schnee fällt als im Inneren der grossen Continente, wo die Luft weit trockner ist, so ist darin ein neuer Grund zu suchen, warum an den Küsten die Schneegrenze verhältnissmässig tiefer liegt als im Inneren des Landes.

Die Pyrenäen und der Kaukasus liegen ungefähr in gleicher Breite; die mittlere Jahrestemperatur sowohl als auch die mittlere Sommerwärme ist am Fusse der Pyrenäen höher als am Fusse des Kaukasus, und doch ist die Schneegrenze am Kaukasus um 700 m höher als in den Pyrenäen, weil dort weniger Schnee fällt als hier.

Sehr auffallend erscheint es auch, dass die Schneegrenze auf der nördlichen Abdachung des Himalaya um beinahe 400 m höher liegt als am südlichen Abhange; es wird dies aber begreiflich, wenn man bedenkt, dass gerade die über dem Indischen Ocean mit Feuchtigkeit gesättigte Luft, an den südlichen Abhang des riesenhaften Gebirges anschlagend, dort ungeheure Massen von Regen in den niederen, und von Schnee in den höheren Regionen absetzt, während aus der trockenen Luft auf der nördlichen Abdachung ungleich weniger Schnee herabfällt; ausserdem aber schliesst sich an die nördliche Abdachung die bedeutende Hochebene von Tibet an, während sich das Gebirge auf der Südseite rasch bis zum Spiegel des Meeres herabsenkt.

Das Tafelland von Tibet besteht eigentlich aus mehreren durch Gebirgsketten getrennten Hochebenen von ausserordentlicher Trockenheit, auf welchen die Temperaturschwankungen ungemein gross sind; da diese felsigen und sandigen Hochebenen sich im Sommer durch die Absorption

der Sonnenstrahlen bedeutend erwärmen, tragen sie viel zur Erhöhung der Schneegrenze bei.

Aehnliche Verhältnisse finden sich in den Cordilleren des nördlichen Theiles von Südamerika. Nach den Messungen von Pentland ist die Schneegrenze vom 14. bis zum 18. Breitengrade noch bedeutend höher als unter dem Aequator selbst, was offenbar nur von dem Einflusse der Hochebenen herrühren kann.

Die Grenze des Schnees steigt und sinkt mit den verschiedenen Jahreszeiten; diese Schwankung ist in der heissen Zone Amerikas sehr unbedeutend, sie beträgt, nach Humboldt, nur 80 bis 120 m; man darf jedoch die Grenzen des Schnees nicht mit den Grenzen verwechseln, bis zu welchen noch von Zeit zu Zeit Schnee fällt und auch einige Zeit liegen bleibt. In den mexicanischen Gebirgen liegen die Grenzen, zwischen welchen die Schneegrenze auf- und niedersteigt, schon bedeutend weiter, nämlich um 700 m, aus einander; dieser Unterschied ist leicht zu begreifen, wenn man bedenkt, dass die mittlere Temperatur der drei wärmsten Monate in Mexico um 5°C. , in Quito aber nur um 1° bis 2°C. mehr beträgt als die mittlere Temperatur der drei kältesten Monate.

189 **Die Gletscher.** Da der auf den Schneefeldern fallende Schnee nur theilweise wegschmelzen kann, da also jeder frisch fallende Schnee noch alte Schneemassen vorfindet, so muss hier im Laufe der Zeit eine ungeheure Anhäufung von Schnee und Eis stattfinden, und zwar wird dies vorzugsweise in den über der Schneegrenze liegenden Hochthälern der Fall sein, in welchen der Wind den Schnee zusammenweht und in welche er von den steileren sie umgebenden und schützenden Bergkämmen und Gipfeln als Lawinen herabstürzt.

Da nun aber eine solche Anhäufung von Schnee und Eis nicht ins Unendliche fortgehen kann, so muss irgendwie eine Ausgleichung stattfinden, und diese Ausgleichung wird durch die Gletscher vermittelt.

Wenn nämlich die Anhäufung des Schnees, welcher, wie wir alsbald sehen werden, eine allmähliche Umwandlung in körniges Eis erfährt, bis zu einer gewissen Grenze fortgeschritten ist, so kann sich die Masse auf der geneigten Fläche, auf welcher sie liegt, nicht mehr erhalten, sie gleitet theils vermöge ihres eigenen Gewichtes, theils in Folge des Druckes, den höher gelegene Massen auf sie ausüben, auf der schiefen Ebene herab, einen sehr langsam fließenden Eisstrom bildend, der sich bis in wärmere Umgebungen herabsenkt, wo dann die Schmelzung stattfindet, zu welcher die Wärme in der Höhe nicht ausreichte.

Ein solcher aus der Region des ewigen Schnees langsam thalabwärts sich bewegender Eisstrom wird nun ein Gletscher (glacier), in Tyrol ein Ferner genannt.

Der auf den Schneefeldern gefallene Schnee erleidet durch abwechselndes theilweises Aufthauen und Wiedergefrieren allmählich eine gänzliche Umänderung seines Aggregatzustandes. Das durch Schmelzen

gebildete Wasser dringt in die Zwischenräume zwischen den einzelnen Schneekryställchen ein und füllt sie abwechselnd mit Luftblasen aus; der nächste Frost verwandelt diesen mit Wasser getränkten Schnee in eine Masse körnigen Eises, welches mit dem Namen Firn bezeichnet wird.

Durch eine mehrmalige, in Folge der Abwechslung von Sommer und Winter in grossem Maasstabe stattfindende Wiederholung des eben angedeuteten Processes werden nach und nach mehrere kleine Firnkörner durch Zusammenfrieren zu grösseren Eiskörnern vereinigt, wobei auch die alsbald näher zu besprechende Regelation eine wesentliche Rolle spielt. So wird denn die Schnee- und Firnmasse allmählich mehr und mehr in Eis verwandelt, welches, sich langsam in die Thäler hinabsenkend, die Gletscher bildet. Jeder Winter häuft neue Schneemassen als Material zu fernerer Gletscherbildung in den Hochthälern an.

Das Gletschereis bildet keine compacte feste Masse, nicht ein continuirliches Ganzes, wie das Eis auf der Oberfläche der Seen und Flüsse; es besteht vielmehr aus einem Conglomerat mehr oder minder grosser unregelmässig gestalteter Eiskörner, deren jedes seinen Nachbar in die Masse einkeilen hilft. Die theils mit Wasser, theils mit Luft gefüllten Fugen und Canäle, welche die aneinanderstossenden Flächen benachbarter Gletscherkörner trennen, kann man sehr schön sichtbar machen, wenn man gefärbten Weingeist auf die eben gemachte Grenzfläche eines Stückes Gletschereis giesst. Durch den in die Fugen eindringenden Weingeist erscheinen die Gletscherkörner gleichsam von einem gefärbten Netze eingeschlossen. Am unteren Ende des Aletschgletschers fand Hugi die Gletscherkörner über zwei Zoll gross. Eine Stunde weiter aufwärts, am Mörlisee, waren sie nur stark nussgross und noch zwei Stunden weiter waren sie noch viel kleiner und gingen alsbald in Firn über.

Die zahlreichen Canäle, welche die Gletschermasse durchziehen und welche man nicht ganz passend als Haarspalten bezeichnet hat,

Fig. 292.



werden deutlicher sichtbar, wenn ein Stück Gletschereis einige Zeit lang der Einwirkung der wärmeren Luft ausgesetzt bleibt.

Bei längerer Einwirkung zerfällt es in einzelne Eiskörner, von etwa solchem Aussehen, wie sie Fig. 292 darstellt.

Dieses Zerfallen in einzelne unregelmässige Körner ist ein charakteristisches Merkmal des Gletschereises. Das Flusseis, wie wir kurz

alles Eis bezeichnen wollen, welches durch Gefrieren einer freien Wasseroberfläche entstanden ist, zeigt bei etwas raschem Schmelzen gar kein Zerfallen, indem es nur an der Oberfläche wegschmilzt, im Inneren aber eine compacte Masse bleibt, oder es zerfällt bei sehr langsamem Aufthauen in unregelmässig begrenzte Stänglein von 1 bis 3 mm Durchmesser, deren Axe rechtwinklig steht zur Oberfläche der Eisplatte.

Die einzelnen Gletscherkörner scheinen bei ausserordentlicher Klarheit und Durchsichtigkeit vollkommen farblos zu sein; in grösseren Massen aber zeigt das Gletschereis die herrliche blaue Färbung, welche man in Gletscherspalten und Gletscherhöhlen zu bewundern Gelegenheit hat. Es ist dies offenbar das Blau des reinen Wassers, von welchem in §. 150 die Rede war.

Bei seinem langsamen Herabgleiten verhält sich das Gletschereis nicht etwa wie ein zusammenhängender fester Körper, sondern mehr wie eine

Fig. 293.



zähe dickflüssige Masse, denn die Geschwindigkeit der Gletscherbewegung ist keineswegs für den ganzen Querschnitt dieselbe; in der Mitte des Gletscherstromes ist die Bewegung weit rascher thalabwärts als an den Seitenrändern, und dieser Umstand bewirkt im Verein mit mehreren anderen, dass sich im Gletschereis zahlreiche Klüfte und Spalten bilden, wie dies Fig. 293 zeigt, welche einen Theil des Zermattgletschers darstellt.

Das nach Schlagintweit's Karte des Monte Rosa copirte Kärtchen des Lysgletschers, Fig. 294, ist sehr geeignet, einige der die Gletscherbildung bedingenden Umstände anschaulich zu machen. Das

Fig. 294.

KARTE DES LYSGLETSCHERS.

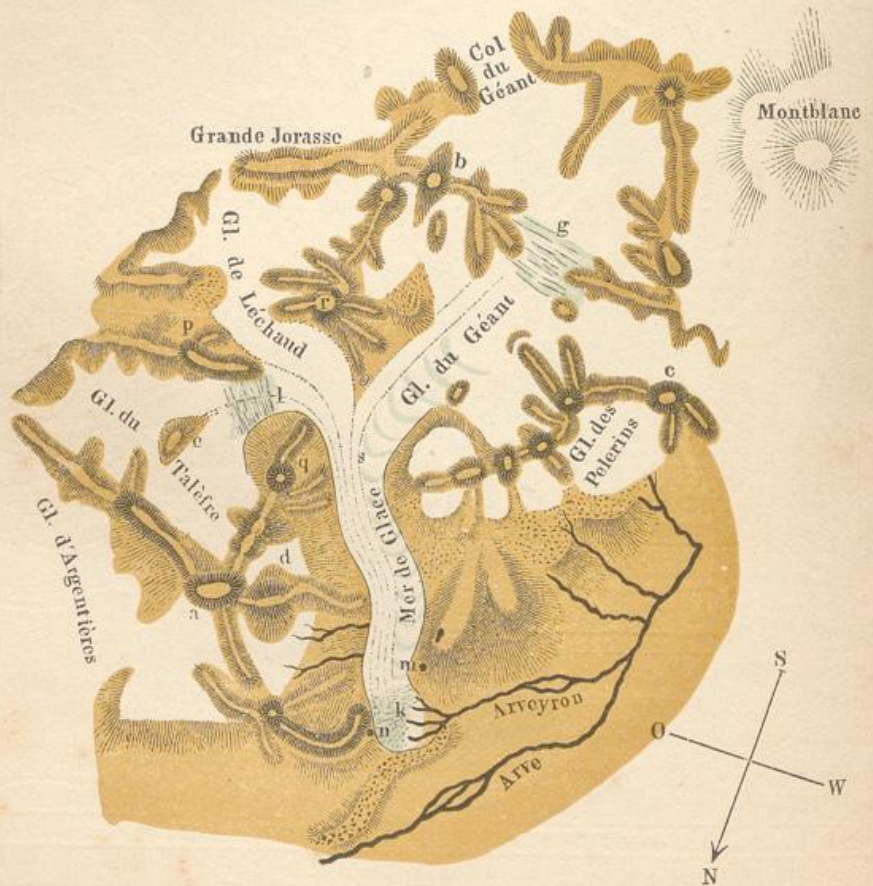


in der Tiefe ganz enge Lysthal breitet sich in der Höhe zu einem weiten Thalkessel aus, welcher auf der Nordseite durch den Lyskamm, im Osten durch den Kamm der Vincentpyramide und im Westen durch einen die-

sem parallel laufenden, fast eben so hohen Gebirgskamm eingeschlossen ist. Die ungeheure Schnee- und Firnmasse, welche sich in diesem hoch über der Schneegrenze liegenden Thalkessel anhäuft, ist es nun, welche den Lysgletscher ernährt, von den Firnfeldern aus wie ein Strom langsam herabfließt und sich in das unten enger werdende Lysthal keilförmig einzwängt. Das untere Ende dieses Gletschers findet sich in einer Höhe von 2000 m, die mittlere Höhe der Firnlinie, d. h. der Gegend, in welcher die Firnmasse in Gletschereis übergeht, beträgt ungefähr 3000 m. Die mittlere Neigung der Firnmasse ist $13^{\circ} 20'$, die mittlere Neigung des Gletschers ist 18° .

Betrachten wir ferner das Mer de glace, das Eismeer, im Chamounithale, welches an Masse alle Gletscher der Schweiz übertrifft, obgleich es an Länge vom Aletschgletscher übertroffen wird. Es sammelt sich, wie man aus dem nach Forbes copirten Kärtchen, Fig. 295, ersieht,

Fig. 295.

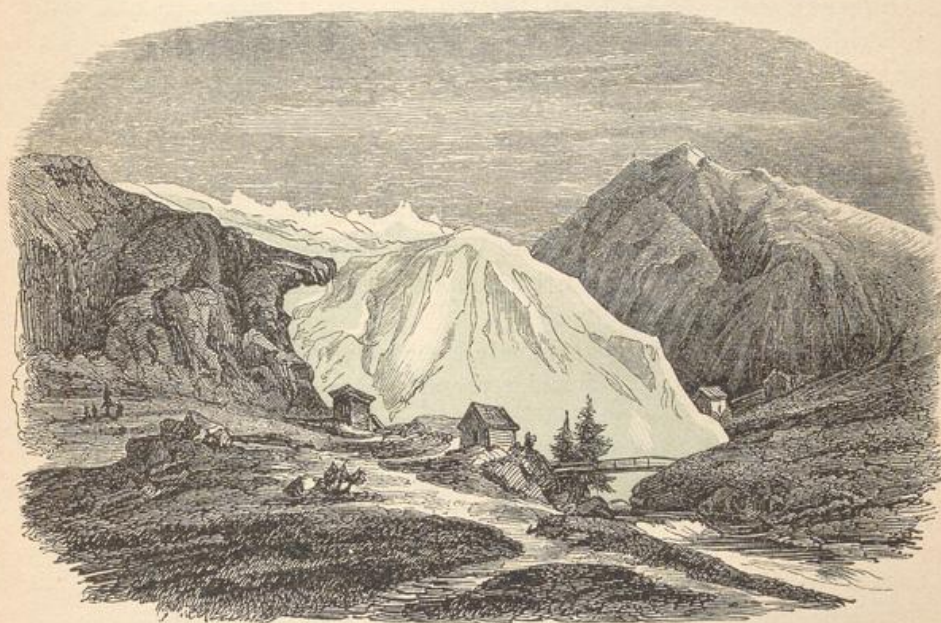


von den Schneefeldern der unmittelbar nördlich vom Montblanc gelegenen Berge, von denen mehrere, wie grande Jorasse, die Aiguille

verte (*a*, Fig. 295), die Aiguille du géant (*b*), Aiguille du midi (*c*) und die Aiguille du Dru (*d*) nur um 650 bis 1000 m von dem Montblanc überragt werden. Die Schneefelder, welche an den Abhängen und in den Thalkesseln zwischen diesen Bergen liegen, sammeln sich in drei Hauptströme, den glacier du Géant, glacier de Léchaud und glacier du Talèfre, welche schliesslich zusammenfliessend das Eismeer bilden, welches sich als ein 850 bis 1000 m breiter Eisstrom bis in das Thal von Chamouni hinauszieht, wo aus seinem unteren Ende ein starker Bach, der Arveyron, hervorbricht, der sich in die Arve ergiesst. Der unterste Absturz des Eismeeres, welcher vom Thal von Chamouni aus sichtbar ist und eine gewaltige Eiscascade bildet, wird gewöhnlich glacier des Bois genannt.

Hugi schätzt die Mächtigkeit der Gletscher des Berner Oberlandes an ihrem Ausgange zu 10 bis 26 m. Auf dem Unteraargletscher,

Fig. 296.



etwa eine Stunde oberhalb seines Ausganges, fand er eine bis auf den Grund gehende Spalte von 40 m Tiefe. Die mittlere Mächtigkeit der Gletscher jener Gegend beträgt nach Hugi's Messungen 26 bis 32 m, die höheren, weite Thäler ausfüllenden Firne können im Mittel 40 bis 60 m dick angenommen werden und Agassiz fand an einzelnen Stellen bei Niederlassen von Leinen in die Gletscherspalten bei 190 und 260 m noch nicht den Grund.

Die Mächtigkeit des Mer de glace und seiner Zuflüsse ist wahrscheinlich noch viel bedeutender. Am Ende einer verticalen Felswand des Tacul schiebt sich der Rand des glacier du Géant mit einer senk-

rechten Wand von 45 m Höhe hervor. Etwas unterhalb der Vereinigungsstelle der drei Gletscher sondirte Tyndall in einem moulin, d. h. in einer Höhlung, durch welche die oberflächlichen Gletscherwasser in die Tiefe strömen, bis zu 52 m Tiefe, und die Führer behaupteten, in einer ähnlichen Oeffnung einmal bis zu 114 m sondirt zu haben. Die Bodengestaltung lässt aber eine viel bedeutendere Mächtigkeit des Eises an diesen Stellen vermuthen.

Von der Mächtigkeit der Eismassen der grösseren Gletscher giebt auch die Ansicht, Fig. 296 (a. v. S.), vom unteren Ende des gewaltigen Gornergletschers bei Zermatt ein anschauliches Bild.

190 **Regelation.** Auf den ersten Anblick scheint es fast unglaublich, dass das sonst so spröde Eis in den Gletschern wie eine dickflüssige Substanz, etwa wie Theer oder dicker Thonbrei sich bewegen soll, dass es allen Krümmungen der Thäler folgt, in welche sich der Gletscher herabsenkt, und sich durch etwaige Verengungen hindurchzwängen lässt, wie eine plastische Substanz. Dass das Gletschereis in der That keine plastische Masse, dass es wirklich spröde ist, geht schon aus der Bildung der Spalten und aus der später noch zu besprechenden Zerklüftung hervor, welche die Gletscher an verschiedenen Stellen zeigen.

Die Lösung dieser scheinbaren Widersprüche er giebt sich theilweise aus dem Umstand, dass das Gletschereis eine aus einzelnen Eiskörnern zusammengesetzte Masse ist, deren Verhalten wesentlich durch die unter dem Namen der Regelation bekannte Eigenthümlichkeit des Eises bedingt wird.

Wenn man zwei etwas geebnete Eisstücke, welche schon im Schmelzen begriffen sind, gegen einander presst, so werden sie alsbald ein zusammenhängendes Eisstück bilden, und zwar werden sie um so stärker zusammenhaften, je stärker sie zusammengedrückt wurden. Die Erscheinung findet selbst in einer über 0° erwärmten Umgebung statt und schon der Druck der Hände genügt, um die Erscheinung zu zeigen.

Die beiden Eisstücke sind in Folge des Druckes offenbar zusammengefroren, weshalb auch Faraday, welcher das eben besprochene Phänomen entdeckte, es mit dem Namen der Regelation bezeichnete.

In Folge der Regelation wird der schon bis zum Schmelzpunkt erwärmte Schnee durch den Druck der Hände zu einem festen Schneeball vereinigt. Sehr kalter Schnee bildet ein trockenes loses Pulver, welches sich mit der Hand nicht zu einem festen Ball zusammenpressen lässt.

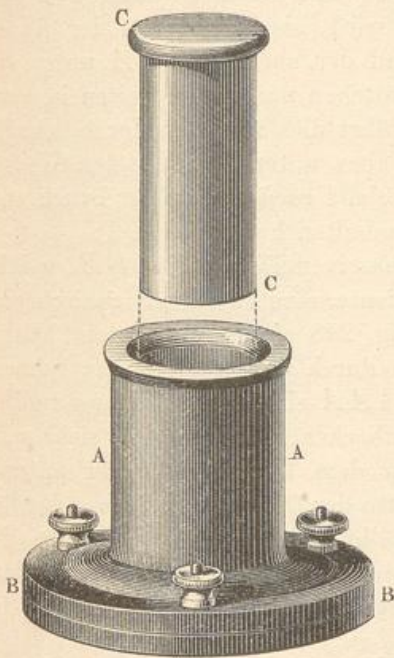
Die Erklärung der Regelation er giebt sich aus dem in dem Lehrbuch der Physik besprochenen Umstand, dass der Gefrierpunkt des Wassers unter hohem Druck erniedrigt wird.

Die beiden einander zugekehrten Flächen der zusammengepressten Eisstücke berühren sich, wenn sie auch noch so gut geebnet waren, doch nicht ihrer ganzen Ausdehnung nach, sondern nur in einzelnen Punkten.

An den sich berührenden Stellen wird nun in Folge des Druckes Eis zur Schmelzung gebracht, das gebildete Wasser wird aber etwas kälter sein als 0° und deshalb, in die leeren Zwischenräume eindringend, in denen es dem Druck entzogen ist, alsbald wieder gefrieren und so das Zusammenhaften der beiden Eisstücke bewirken.

Die Regelation spielt nun aber, wie sich leicht einsehen lässt, auch bei dem Uebergang des Schnees in Gletschereis eine wesentliche Rolle. Die durch abwechselndes Schmelzen und Gefrieren des Schnees gebildeten Firnkörner haben den Druck der auf ihnen lastenden Schnee- und Firnmassen auszuhalten, wodurch ein festeres Aneinanderhaften der einzelnen

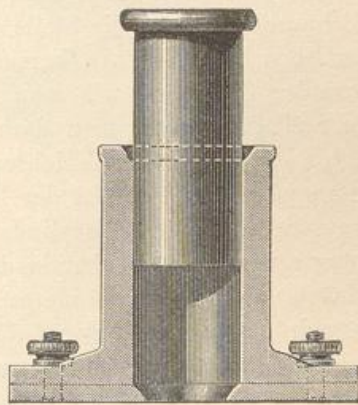
Fig. 297.



Firnkörner bedingt und nach und nach der Uebergang der feineren Firnkörner in grössere, fester zusammenhängende Gletscherkörner bewirkt wird.

Die Verwandlung von Schnee in Eis, welche sich in den Gletschern

Fig. 298.



unter verhältnissmässig geringerem Druck in längeren Zeiträumen vollzieht, lässt sich mit einem von Helmholtz erdachten Apparate unter Anwendung stärkeren Druckes in kurzer Zeit ausführen. An einem hohlen, oben und unten offenen Cylinder *AA* von Gusseisen, von welchem Fig. 297 eine äussere Ansicht, Fig. 298 aber den Durchschnitt zeigt, ist unten ein breiter eiserner Ring befestigt, an welchem von unten her eine eiserne Platte angeschraubt werden kann, welche entweder in ihrer Mitte conisch durchbohrt ist, wie Fig. 298 zeigt, oder welche ganz massiv ist, so dass sie den hohlen Cylinder *A* von unten her vollständig schliesst. In die Höhlung des Cylinders *A* kann von oben her ein genau passender Stempel *C* eingeschoben werden, wie man in beiden Figuren sieht.

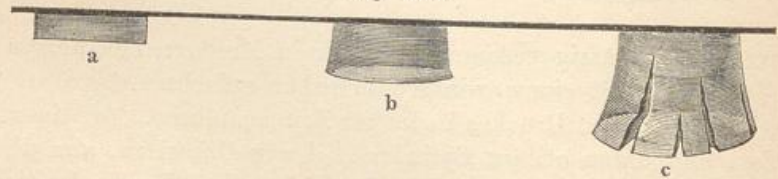
Zunächst werde nun eine massive Platte *B* an den hohlen Cylinder angeschraubt, die Höhlung des auf 0° erkalteten Cylinders *A* mit Schnee

vollgestopft, der cylindrische Stempel *C* aufgesetzt und endlich mittelst einer hydraulischen Presse hineingetrieben. Der lockere Schnee schwindet nun unter einem Druck, welcher leicht bis auf 50 Atmosphären gesteigert werden kann, auf ein kleines Volumen zusammen. Man lässt nun mit dem Drucke nach, nimmt den Stempel heraus, füllt den leeren Theil des Cylinders abermals mit Schnee aus, presst wieder und fährt so fort, bis die ganze Höhlung des Cylinders *A* mit einer Masse angefüllt ist, welche dem Druck nicht mehr nachgiebt. — Wenn man nun die Bodenplatte *BB* abschraubt und den gepressten Schnee herausnimmt, so sieht man, dass er zu einem ganz harten, scharfkantigen und trübe durchscheinenden Eiscylinder geworden ist.

Während die in *A* enthaltene Schnee- und Eismasse durch kräftiges Eintreiben des Stempels *C* comprimirt wird, sieht man aus der feinen Fuge zwischen der Bodenplatte *BB* und der am Cylinder *A* unten angebrachten Scheibe äusserst zarte Eisblättchen nach allen Seiten in horizontaler Richtung herauswachsen. Es rührt dies von dem durch Schmelzung des gepressten Eises gebildeten, aber unter 0° erkalteten Wasser her, welches sogleich wieder erstarrt, sobald es dem starken Druck entwichen ist, welchen es im Cylinder auszuhalten hatte.

Schraubt man an die Stelle der massiven Eisenplatte *BB*, welche zu dem eben beschriebenen Versuche diente, eine Platte mit conisch sich verengender Oeffnung, wie man in Fig. 298 sieht, unter dem hohlen Cylinder *AA* an, setzt man dann den durch Compression des Schnees erzeugten Eiscylinder in die Höhlung von *AA* ein und treibt man endlich den Stempel wieder mittelst der hydraulischen Presse an, so sieht man anfangs einen soliden Eiscylinder von dem Durchmesser der unteren Oeffnung austreten. Da aber in der Mitte der Oeffnung das Eis schneller nachdrängt als an den Rändern, so wölbt sich die freie Endfläche des hervorgedrückten Eiscylinders, sein unteres Ende verdickt sich, so dass es nicht mehr durch die Oeffnung zurückgezogen werden kann und spaltet

Fig. 299.



sich endlich auf. Fig. 299 *a*, *b* und *c* zeigt die Reihe von Formen, die in dieser Weise zu Stande kommen.

Setzt man einen durch Compression von Schnee gebildeten Eiscylinder, Fig. 300, zwischen zwei Holzplatten in die hydraulische Presse ein, so verändert beim Antreiben derselben der Eiscylinder unter fortwährendem Knarren und Knacken allmählich seine Form, er wird immer niedriger, dafür aber dicker und erst, wenn derselbe schon in eine ziemlich platte Kreisscheibe, Fig. 301, verwandelt worden ist, fängt er an, am

Rande einzureissen und Spalten zu bilden, gleichsam Gletscherspalten im Kleinen.

Ganz anders verhält sich ein Eiscylinder, den man aus einem der gefrorenen Oberfläche eines Flusses oder Sees entnommenen Stücke Eis so herausgeschnitten hat, dass die beiden natürlichen Oberflächen seine Endfläche bilden. Durch den Druck der Presse wird das Eisstück zerbrochen, jeder sich bildende Riss geht durch seine ganze Dicke hindurch und der ganze Block zerfällt in einen Haufen von Trümmern, welche bei fernerm Antreiben der Presse theilweise allerdings wieder durch Regelation vereinigt werden.

In dem letzteren Falle haben wir es mit einem krystallisirten Körper, im ersteren aber mit einer Eismasse von körniger Structur zu

Fig. 300.

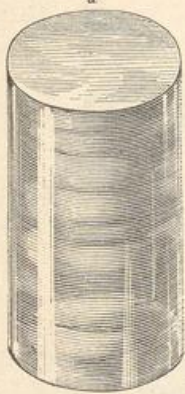
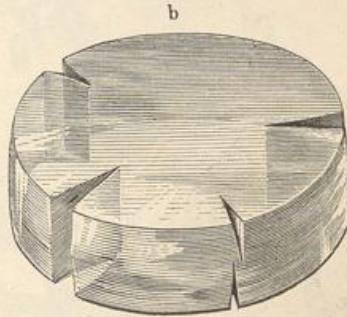


Fig. 301.



thun, deren einzelne Körnchen, durch feine Zwischenräume getrennt, sich leicht gegenseitig verschieben lassen, um sich dann in veränderter gegenseitiger Stellung wieder durch Druck vereinigen zu lassen. Da auch das Gletschereis aus einzelnen, wenn auch grösseren Körnern besteht, so erklärt sich aus diesem Umstande, dass es sich unter einem starken Druck wie ein plastischer Körper verhält und sich wie ein zähflüssiger Körper bewegen kann, während es sich gegen Zug und Spannung im höchsten Grade spröde zeigt.

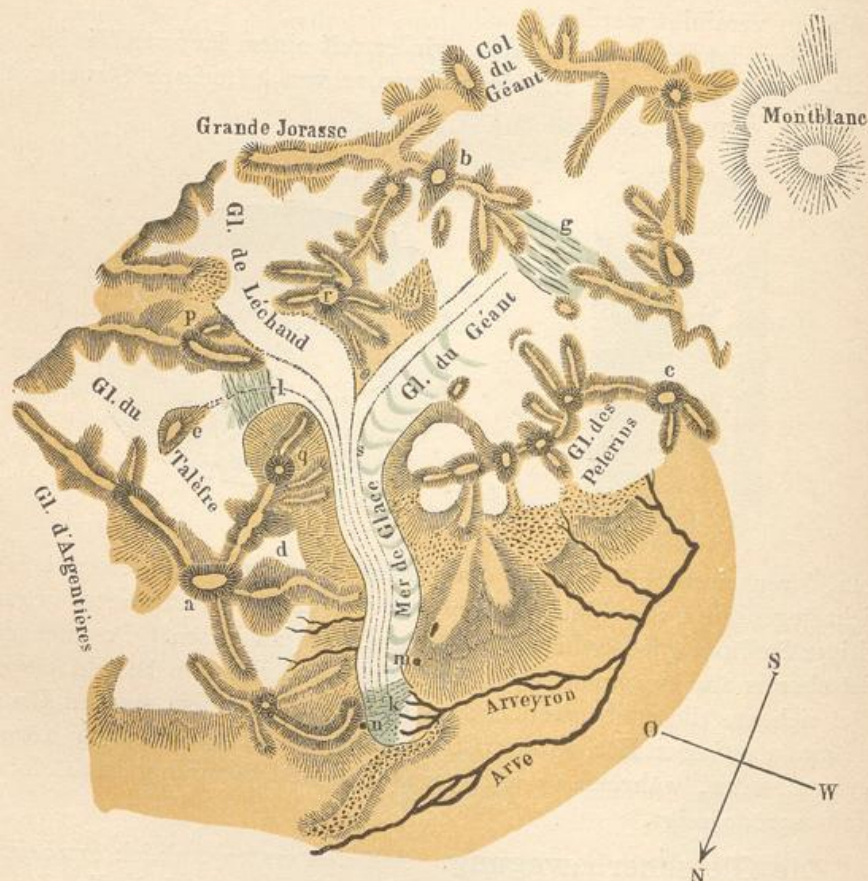
Die Gletscherbewegung. Auf den ersten Anblick erscheinen 191 die Gletscher als eine völlig bewegungslose Masse, starr wie die sie umgebenden Felsen; eine etwas genauere Beobachtung zeigt aber alsbald eine thalabwärts gerichtete Bewegung.

Von der Wengernalp aus sieht man eine gewaltige Gletschermasse, welche von dem Sattel zwischen Mönch und Jungfrau nach Norden hin abgedacht ist und sich bis zu einer steilen Felswand vorschiebt, welche fast senkrecht gegen das Trümleten Thal abfällt. Hier erscheint nun der Gletscher durch eine verticale Eiswand begrenzt, welche gleichsam die Fortsetzung jener Felswand bildet. Durch das langsame Vorschreiten des Gletschers wird nun bald da bald dort eine Partie der

Eismasse über den Rand der Felswand hinausgeschoben und stürzt dann, von der hinteren Gletschermasse sich trennend, unter furchtbarem Donner, im Ansehen einem Wasserfalle ähnlich, in die Tiefe hinab. An heißen Sommertagen, wo das Voranschreiten der Gletscher am schnellsten ist, kann man hier oft 3 bis 4 solcher Lawinenstürze in der Stunde beobachten.

Im Jahre 1788 liess Saussure beim Herabsteigen an den Felsen an der Seite der Eiscascade des Glacier du Géant (g, Fig. 302) eine höl-

Fig. 302.



zerne Leiter zurück. Im Jahre 1832, also 44 Jahre später, wurden Bruchstücke dieser Leiter bei s gefunden, woraus sich ergibt, dass jene Theile des Gletschers in jedem Jahre durchschnittlich um 114 m oder täglich im Durchschnitt 321 mm abwärts gewandert waren.

Im Jahre 1836 fiel ein Führer beim Uebergang nach dem aus der Masse des Glacier de Talèfre hervorragenden Felsens e, Fig. 302, welcher unter dem Namen des „jardin“ bekannt ist, in eine Gletscherspalte, und es gelang ihm nur unter Zurücklassung seines Tornisters, wieder herauszukommen. Dieser Tornister wurde aber im Jahre 1846 in der Nähe von

l, 1310 m weiter abwärts, wieder aufgefunden, er hatte also mit dem Gletscher durchschnittlich einen Weg von 131 m im Jahre oder 359 mm täglich zurückgelegt.

Im Jahre 1827 hatte sich Hugi auf der Mittelmoräne des Unteraargletschers eine Hütte gebaut, um dort Beobachtungen anzustellen. Im Jahre 1840 stand sie 1428 m tiefer, sie hatte also in jedem Jahre einen Weg von durchschnittlich 110 m zurückgelegt.

Um sich von dem Fortrücken des Gletschers zu überzeugen und seine Geschwindigkeit zu messen, bedarf es übrigens nicht so langer Perioden; mit genaueren Messinstrumenten kann man sie schon im Laufe eines einzigen Tages wahrnehmen und messen. Solche Messungen haben ergeben, dass die Mitte des Eismeeres bei Chamouni im Sommer täglich um 54 cm im Tage fortschreitet, eine Geschwindigkeit, welche gegen die untere Eiscascade hin auf 95 cm steigt.

Die Geschwindigkeit, mit welcher die Gletscher sich in das Thal hinabschieben, hängt natürlich von localen Verhältnissen, z. B. von der Neigung der Thalsohle, von der Mächtigkeit der Gletscher- und Firnmasse etc. ab; auch geht die Bewegung in der Mitte der Gletscher weit rascher vor sich als an den Rändern. Ferner schwankt die Grösse der Gletscherbewegung mit der Jahreszeit; sie ist grösser im Sommer, wenn durch Wegschmelzen der Basis und durch das Wasser, welches die feineren Klüfte und Spalten ausfüllt, die Beweglichkeit der Gletschermasse erhöht wird; sie ist dagegen am geringsten im Winter, wenn das Wasser im Innern des Gletschers theilweise gefroren und das Wegschmelzen am Boden auf ein Minimum reducirt ist. Im Durchschnitt kann man annehmen, dass die Gletscher der Alpen jährlich um 100 m vorrücken; doch kommen hierbei grosse Verschiedenheiten zwischen 5 und 250 m vor. Bedeutende Gletscherbewegungen hat man in Grönland beobachtet. Es ist nämlich das Innere von Grönland mit einer mächtigen Eisschicht bedeckt, welche sich nach allen Seiten hin auszubreiten sucht; an einzelnen Stellen, wo die Ausbreitung durch Berge theilweise gehemmt wird, drängt sich die Eismasse zwischen diesen Bergen mit grosser Schnelligkeit hervor, so dass dort Bewegungen der Gletscher bis zu 20 m an einem Tage beobachtet sind.

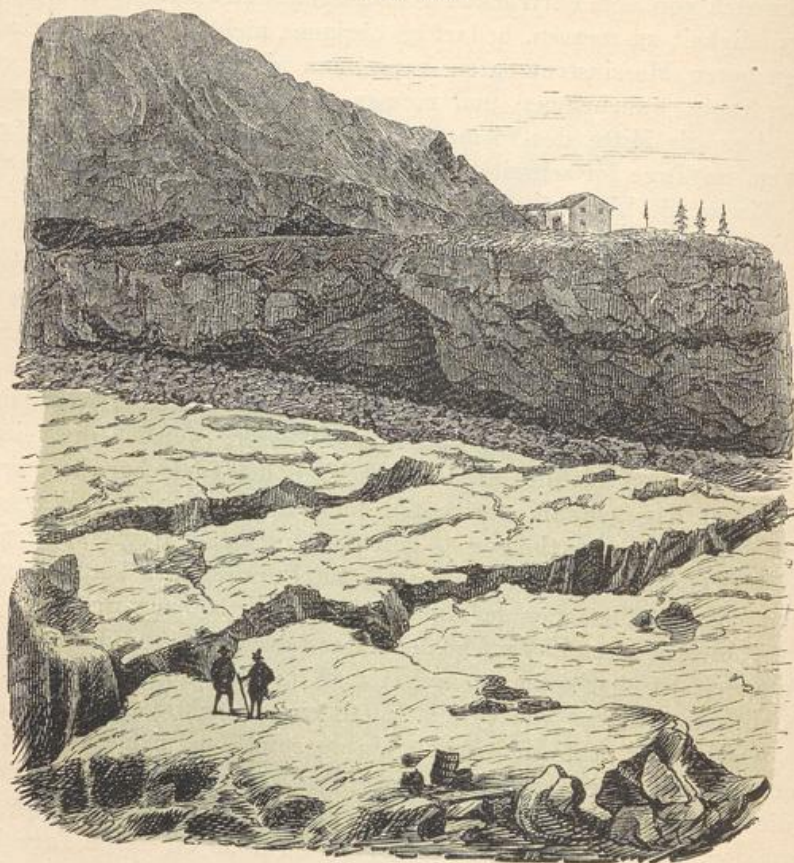
Bei der Langsamkeit der meisten Gletscherbewegungen dauert es sehr lange, bis ein Theil des in der Höhe gefallenen Schnees in Eis verwandelt am unteren Ende des Gletschers ankommt. Für manche Gletscher dauert dies 80, 100 und noch mehr Jahre. Es dauert 120 Jahre, bis das Eis des Col du géant das untere Ende des Eismeeres erreicht.

So lange die Thalsohle, auf welche der Gletscher langsam herabgleitet, eine ziemlich gleichförmige Neigung beibehält, ist auch die Oberfläche des Gletschers, die Spalten abgerechnet, eine ziemlich ebene, wie dies z. B. der Zermattgletscher in seinen oberen Partien, Fig. 293, und das Mer de glace im Chamounithal in der Gegend des Montanvert, Fig. 303 (a. f. S.) erläutern.

Auf dem Kärtchen, Fig. 302, welches das Mer de glace darstellt, ist der Montanvert mit *m* bezeichnet. Der Standpunkt, von welchem aus die Ansicht, Fig. 303, aufgenommen ist, liegt dem Montanvert gegenüber auf dem rechten Ufer des Gletschers.

Wenn aber grosse Unebenheiten in der Thalsole vorkommen, namentlich wenn die bis dahin sanfte Neigung des Gletscherbodens an

Fig. 303.



einer bestimmten Stelle steiler abzufallen beginnt, wie dies z. B. auf dem Glacier du Géant bei *g*, Fig. 302, auf dem Glacier du Taléfre bei *l* und auf dem Mer de glace bei *k* der Fall ist, so muss nun eine stärkere Zerklüftung des Eises eintreten. Bei dem rascheren Voranschreiten des unteren Gletschertheiles muss an einer solchen Stelle ein Abbrechen der Eismassen stattfinden, welche den vorangegangenen nachstürzen und so ein Chaos von Eisblöcken und Eisnadeln erzeugen, wie man es Fig. 304 sieht, welche das Mer de glace darstellt, wie es von der in Fig 302 mit *n* bezeichneten, unter dem Namen des Chapeau bekannten Stelle aus erscheint.

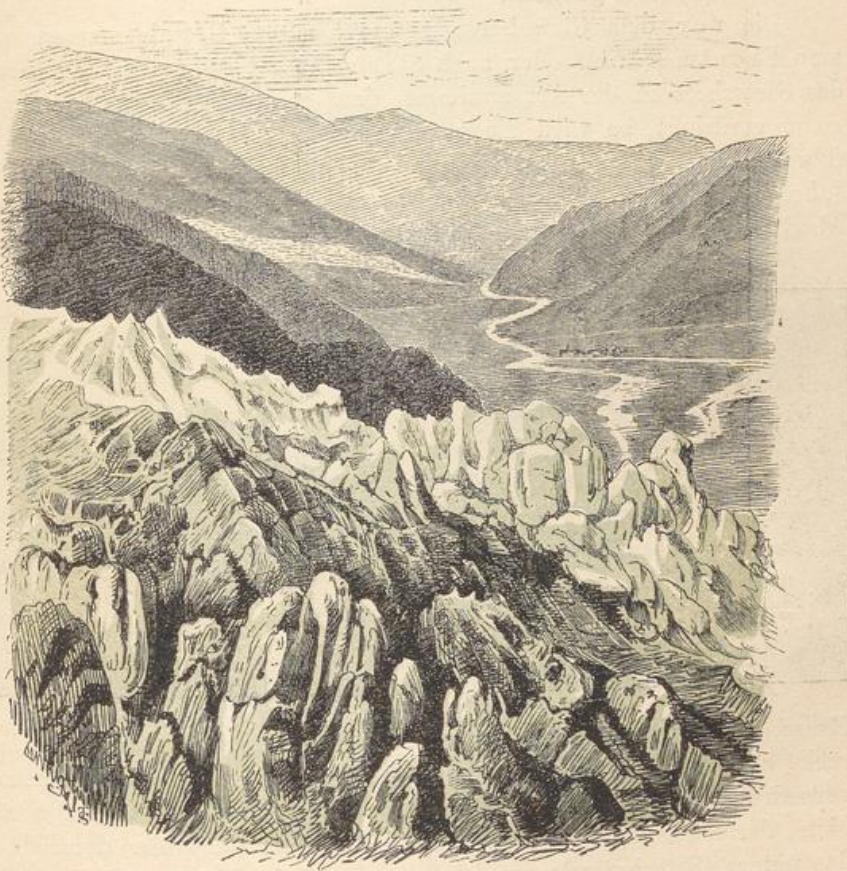
Solche stark zerklüftete Stellen der Gletscher werden Eiscascaden genannt.

Im Hintergrunde der Fig. 304 erblickt man den Bossongletscher.

Die untere Grenze des Gletschers wird sich natürlich da finden, wo gerade so viel Eis an der vorderen Fläche wegschmilzt, als die Masse des Gletschers in gleicher Zeit vorrückt. In wärmeren Jahren wird sich deshalb der Gletscher etwas zurückziehen, und wenn mehrere kühlere und schneereiche Jahre auf einander folgen, so senkt sich der Gletscher weiter in das Thal herab.

Die Gletscher müssen sich demnach in den Thälern der Hochgebirge weit unter die Grenze des ewigen Schnees herabziehen. So reicht z. B. der untere Grindelwaldgletscher, welcher überhaupt unter allen Alpengletschern am tiefsten herabsteigt, bis zu einer Höhe von 1080 m

Fig. 304.



über den Meeresspiegel herunter, während die Schneegrenze in jenen Gegenden ungefähr 2600 m hoch ist.

Die Gletscher senken sich also in eine Region herab, welche schon eine üppige Vegetation zeigen kann, und so kommt es, dass man nicht selten die unteren Parthien der Gletscher von Getreidefeldern und von Baumwuchs umgeben findet.

192 **Moränen und Gletscherschliffe.** Von den Thalwänden, zwischen denen die Gletscherströme sich hinabsenken, fällt fortwährend Schutt, bald fallen kleinere, bald grössere Gesteinstrümmer auf die Oberfläche der Gletscher herab, welche theils durch Verwitterung von der Felsmasse losgelöst, theils durch Gefrieren des Wassers in ihren Spalten abgesprengt worden sind und die vorzugsweise auf dem Rande des Gletschers liegen bleiben. Diese Erd- und Gesteinsmassen, welche der Oberfläche des Gletschers meist ein schmutziges Ansehen geben, wandern nun mit der ganzen Gletschermasse thalabwärts bis zum unteren Gletscherende, welches in Folge dessen von mehr oder minder mächtigen Trümmerwällen umgeben erscheint, die unter dem Namen der Moränen bekannt sind. Die auf der Seite des Gletschers abgesetzten Trümmerwälle werden Seitenmoränen genannt.

Die vor dem Gletscherende angehäuften Gesteinsmassen nennt man Frontmoränen oder auch Stirnwälle. Wenn die Ausdehnung des Gletschers in der Art zunimmt, dass sein unteres Ende mehr und mehr vordringt, so wird die ganze Frontmoräne mit unwiderstehlicher Gewalt von der Eismasse fortgeschoben. Wenn dann aber wieder einige Jahre folgen, in welchen der Gletscher zurückgeht, d. h. in welchen das Abschmelzen des vorderen Endes rascher erfolgt als das Vordringen der

Fig. 305.

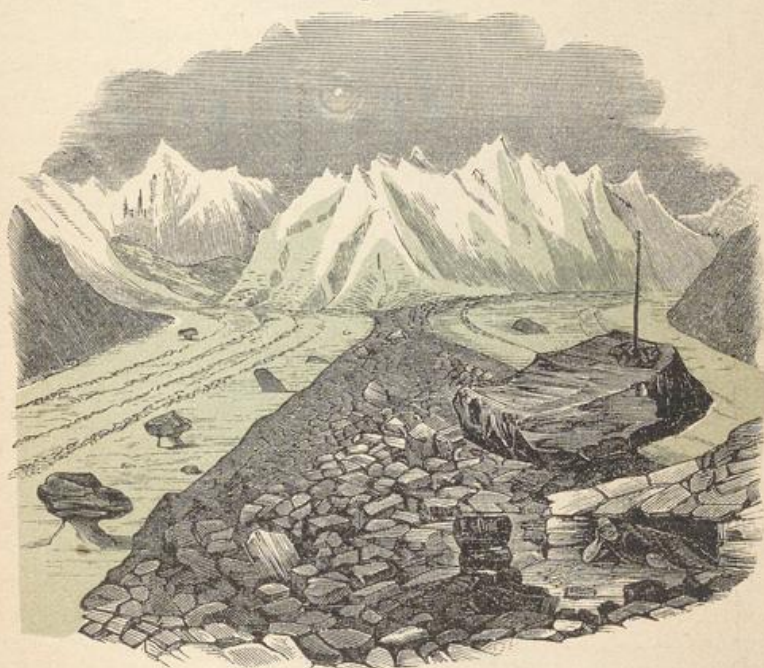


Masse, so zieht sich das Gletscherende allmählich von dem Steinwalle zurück, der so die Grenze bezeichnet, bis zu welcher früher der Gletscher vorgedrungen war. Ein schönes Beispiel solcher alter Frontmoränen bietet der Rhonegletscher, Fig. 305. Man sieht hier deutlich, wie das untere Gletscherende unmittelbar von einem Trümmerwall umgeben ist. Ausserdem sieht man aber noch einige alte Frontmoränen, welche in einiger Entfernung vom Gletscher denselben concentrisch umgeben.

Wenn zwei Gletscherströme zusammenstossen, um sich zu einem einzigen zu vereinigen, wie z. B. der Glacier de Lechaud und der Glacier du géant, Fig. 302, welche zusammen das Mer de glace bilden, so stösst das linke Ufer des einen mit dem rechten des anderen zusammen und so

gelangen die Gesteinsmassen, welche auf den einander zugewendeten Ufern der beiden Gletscher liegen, auf die Mitte des durch ihre Vereinigung gebildeten, auf dessen Mitte sie dann weiter abwärts wandern. Ein solcher, auf der Oberfläche des Gletschers parallel mit seinen Ufern sich fortziehender Steinwall wird eine Mittelmoräne oder Gufferlinie genannt. Auf dem Kärtchen, Fig. 302, sieht man, wie auf dem Eismeer vier solcher Gufferlinien, deren Ursprung man leicht auffinden kann, parallel neben einander herziehen. Auf der Karte des Lysgletschers, Fig. 294, lassen sich mehrere solcher Mittelmoränen verfolgen. Fig. 306 stellt die mächtige Mittelmoräne des Unteraargletschers dar, welcher durch die Vereinigung zweier Gletscherströme gebildet wird,

Fig. 306.



von denen der eine von den Firnfeldern des Finsteraarhorns, der andere von denen des Schreckhorns herabkommt.

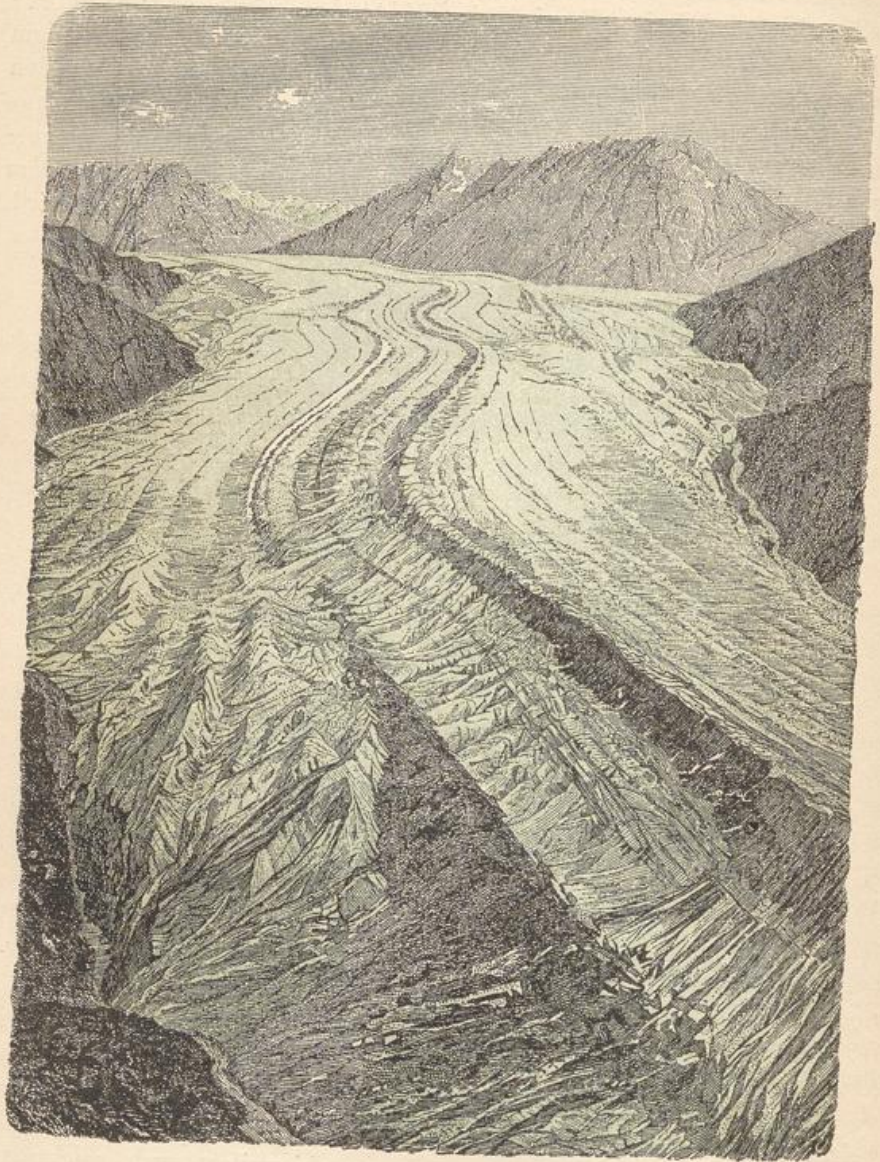
Ein anderes schönes Beispiel einer Mittelmoräne bietet der grosse Aletschgletscher, von welchem Fig. 307 (a. f. S.) eine Ansicht bietet.

Unter den zahllosen grösseren und kleineren Gesteinstrümmern, welche von dem Gletschereis getragen thalabwärts wandern und in den Endmoränen angehäuft werden, kommen bisweilen auch solche von enormer Grösse vor, ja in alten Moränen hat man solche von der Grösse zweistöckiger Häuser gefunden.

In der Region des Firnes sind die Gufferlinien noch nicht über die Firnfläche erhoben, sobald sie hingegen die Firnfläche überschritten und den eigentlichen Gletscher erreicht haben, erheben sie sich über das Niveau der übrigen Gletschermasse, weil sie das von ihnen bedeckte Eis

vor den Sonnenstrahlen schützen, unter deren Einfluss das unbedeckte Eis rasch wegschmilzt. Wenn einzelne grössere Steinblöcke isolirt auf dem Eise liegen, so geht derselbe Process vor sich, es entstehen soge-

Fig. 307.



nannte Gletschertische, d. h. Steinblöcke, welche von einem Eiskegel getragen werden, wie man deren in Fig. 306 mehrere sieht. Wenn der Eiskegel nach und nach zu weit abgeschmolzen ist, so fällt der Steinblock wieder auf die Oberfläche des Gletschers herab.

Indessen hängt die Bildung solcher Gletschertische von der Grösse der Gegenstände, welche das Eis vor den Sonnenstrahlen schützen, und

wie es scheint, auch von dem Klima der Gegend, in welcher die Gletscher sich befinden, ab. Während in den Alpen und den meisten bekannten Gebirgsgegenden grosse Gegenstände die erwähnten Gletschertische bilden, so werden dort kleine Gegenstände durch die Sonnenstrahlen stärker erwärmt, als das darunter befindliche Eis, und da sie überdies wegen ihrer verhältnissmässig grossen Oberfläche die Wärme rasch an das Eis abgeben, so bringen sie dasselbe zum Schmelzen, und sinken dadurch in das Eis ein. In Grönland ist dieselbe Erscheinung auch bei grösseren Steinen beobachtet; sie bilden dort keine Gletschertische, sondern Löcher im Eise, durch die sie sich allmählich in verticaler Richtung abwärts bewegen. Steine, welche entweder durch Spalten hinabgefallen oder vom Boden des Thales losgelöst in die untere Fläche des Gletschers gleichsam eingebacken sind, werden mit dem Eise allmählich über den Boden des Gletscherthales hingeschoben, indem sie gleichzeitig durch die Last des über ihnen liegenden Eises gegen den Boden angepresst werden. Diese Steine und der Felsboden, über welchen sie hingeschoben werden, werden durch ihre gegenseitige Reibung zu einem feinen Staub zermalmt, welcher das Wasser des aus dem unteren Ende des Gletschers hervorströmenden Baches trübe und milchig macht. Die Felsen des Thalgrundes und der Seitenwände werden natürlich die Spuren dieser gewaltigen Reibung zeigen; die scharfen Ecken und Kanten der Felsen werden abgestumpft und gerundet, die Flächen werden geebnet und förmlich geschliffen und polirt, und da, wo zufällig einzelne lose Gesteinstücke zwischen dem Gletschereis und den seitlichen Felsen eingekeilt sind, werden durch das gewaltsame Fortschieben dieser Gesteinsfragmente in den seitlichen Felswänden Ritzen und Streifen hervorgebracht, welche die Wirkung der Gletscher wesentlich von der abrundenden und glättenden Wirkung des fliessenden Wassers unterscheiden.

Doppelte Brechung des Gletschereises. In dem Lehr-193
buche der Physik ist gezeigt worden, dass das durch Gefrieren einer freien Wasseroberfläche gebildete Eis ein optisch einaxiger Krystall ist, dessen Axe rechtwinklig steht zur natürlichen Oberfläche der Eisplatte, und dass eine solche Platte, in entsprechender Weise dem polarisirten Lichte ausgesetzt, das bekannte Ringsystem mit schwarzem Kreuze zeigt.

Parallel mit der Axe, also rechtwinklig zur natürlichen Oberfläche geschnittene Eisplatten verhalten sich im polarisirten Lichte ganz so, wie gespaltene Gypsblättchen, nur sind sie weit dicker als Gypsblättchen, welche die gleiche Farbe zeigen. Solche parallel mit der Axe geschliffene Eisplatten, welche die brillanten Farben zweiter und dritter Ordnung zeigen, sind ungefähr 1 mm dick.

Eine so regelmässige Krystallstructur, wie man sie bei solchem Eise beobachtet, welches sich durch Gefrieren ruhig stehenden Wassers bildet, kann man bei unregelmässig zusammengefrorenen Eismassen, z. B. bei

Eisstalactiten, wie man sie im Winter an unseren Brunnen beobachtet, bei Hagelkörnern, bei Firn- und Gletscherkörnern u. s. w. nicht erwarten und in der That zeigen sich solche Eisstücke als aus einzelnen krystallisirten Partien zusammengesetzt, welche bunt durcheinander nach den verschiedensten Richtungen orientirt sind. Eine ungefähr 3 mm dicke Platte von Gletschereis erscheint, auf das mittlere Tischlein eines gewöhnlichen Polarisationsapparates gelegt, zwischen gekreuzten Polarisatoren mit rothen, grünen, gelben und blauen Flecken gesprenkelt, welche mit schwarzen und grauen Bändern durchzogen sind. Dreht man die Eisplatte in ihrer Ebene um, so werden einzelne hellere Partien dunkler, dunklere dagegen werden heller.

Diese Erscheinung bleibt so ziemlich dieselbe, wie auch die beiden Schnittflächen gegen die Oberfläche des Gletschers gerichtet sein mögen.

Etwas anders gestaltet sich die Erscheinung, wenn man eine Platte Gletschereis im mikroskopischen Polarisationsapparate betrachtet. Nun zeigen sich farbige Bänder, welche bald mehr bald weniger gekrümmt erscheinen und deren Anblick sich ändert, je nachdem man verschiedene Partien der Platte in das Gesichtsfeld bringt. Hat man es aber mit einer Platte zu thun, welche, als sie noch mit der Gletschermasse vereinigt war, eine horizontale Schicht bildete, so zeigt dieselbe im Allgemeinen zwar dieselben Erscheinungen, an einzelnen Stellen aber erblickt man das Ringsystem einaxiger Krystalle mit dem schwarzen Kreuz so rein und schön wie in Platten von See-Eis.

Aus dem Allem ergibt sich nun, dass das Gletschereis aus krystallinischen Schichten zusammengesetzt ist, welche nach allen möglichen Lagen bunt durch einander liegen und deren Axen nach allen möglichen Lagen orientirt sind; nur an einzelnen Stellen findet sich, wie bereits Grad nachgewiesen hat, regelmässig krystallisirtes Eis, dessen optische Axe wie die des Oberflächeneises vertical gestellt ist. Diese Orientirung kommt aber, wie bereits gesagt, nur einzelnen Partien und keineswegs der ganzen Gletschermasse zu, so dass man es hier offenbar mit Eis zu thun hat, welches vorher in Höhlungen und Canälen als Flüssigkeit vorhanden war und erst nachträglich erstarrte.

194 Diathermanität des Gletschereises. Nicht selten findet man im Inneren des Gletschereises Steine von 1 bis 30 cm Durchmesser, welche stets die Eigenthümlichkeit zeigen, dass sie keineswegs ringsum von Eis umgeben sind, sondern, dass sich oberhalb derselben ein hohler, gewölbeartiger Raum befindet, wie dies Fig. 308 anschaulich machen soll, dessen Querschnitt der Horizontalprojection des Steines gleich ist und dessen Höhe 5 bis 10 cm beträgt.

Forel, welcher diese Erscheinung näher untersuchte, fand dergleichen nur bis zu einer Entfernung von 40 cm von der Eiswand, sei es nun senkrecht unter der Oberfläche des Gletschers, sei es in Spalten bis zu einer Tiefe von 3 bis 4 m in horizontaler Richtung von der senk-

rechten Eiswand. Den Schlüssel zur Erklärung dieser auffallenden Erscheinung fand Forel in einem Versuch, welchen Dollfuss-Ausset angestellt hatte. Um den Nullpunkt eines Thermometers zu controliren, senkte er die Kugel desselben 3 cm tief in ein Gefäß mit Schnee. Im Schatten stellte es sich in der That auf 0° , aber den Strahlen der Sonne ausgesetzt, stieg es bis auf $0,4^{\circ}$. Der Versuch wurde in gleicher Weise

Fig. 308.

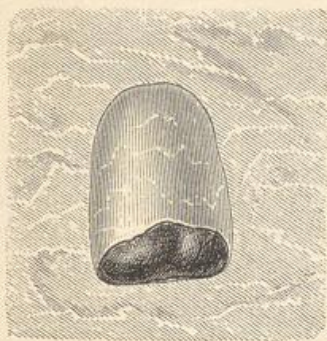
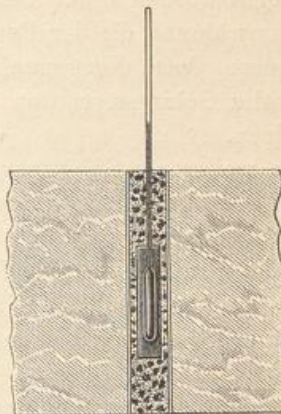


Fig. 309.



wiederholt, nachdem die Thermometerkugel mit einer Schicht von geschmolzener, durch Kohlenpulver geschwärzter Seife umgeben worden war. Im Schatten stellte es sich wieder auf 0° , den Sonnenstrahlen ausgesetzt stieg das in den Schnee eingesenkte Thermometer auf $+ 4^{\circ}$ C.

Forel wiederholte diesen Versuch in der durch Fig. 309 erläuterten Weise: Das Gefäß des Thermometers wurde zunächst in das Innere einer Glasröhre von 1 cm Durchmesser und 7 cm Höhe eingesetzt und die Höhlung mit geschmolzenem Wachs gefüllt, welches durch feines Kohlenpulver geschwärzt war. Sodann wurde in ein 15 cm dickes Stück klaren Flusseises mittelst eines Strahles warmen Wassers ein 2 cm weites, zu seiner Oberfläche rechtwinkliges Loch gebohrt, das untere Ende desselben mit Schnee verstopft und dann die Glasröhre mit dem vollständig erkalteten Thermometergefäß in die Höhlung eingesetzt. Nachdem auch das obere Ende des Eisrohres mit Schnee zugestopft worden und das Ganze (8. Januar 1871) an einem beschatteten Orte aufgestellt worden war, stellte sich das Thermometer auf 0° fest, den Strahlen der Sonne ausgesetzt stieg es aber rasch und zwar in einer halben Stunde auf $+ 15^{\circ}$, in einer Stunde auf $16,8^{\circ}$, während die Temperatur des ringsum befindlichen Eises doch nicht über 0° sein konnte. Das Eis lässt also Wärmestrahlen durch, welche erst von dem geschwärzten Wachs absorbirt und in fühlbare Wärme verwandelt werden.

Ebenso verhält es sich mit den Steinen; sie werden durch Strahlen erwärmt, welche durch das 0° warme Eis hindurchgegangen sind, ohne

es zu schmelzen; der erwärmte Stein bewirkt eine Schmelzung der Eistheilchen, mit denen er in Berührung kommt, und da das auf diese Weise gebildete Wasser durch Spalten und Canäle abfließt, so bildet er selbst die Höhlung, auf deren Boden er liegt.

195 **Die Gletscher verschiedener Gegenden.** Wir haben bis jetzt nur die Gletscher der Alpen betrachtet, welche vorzugsweise näher untersucht worden sind. Sehr mächtige Gletscher finden sich im Kaukasus, während die der Pyrenäen viel weniger ausgedehnt sind als die der Alpen. Auch Norwegen hat bedeutende Gletscher aufzuweisen, obgleich die Gebirgsformation ihrer Bildung nicht so günstig ist, als in den Alpen.

Je weiter ein Gebirge von dem Aequator entfernt ist, desto tiefer werden sich die Gletscher herabsenken, weshalb sie in den Polargegenden in sehr bedeutender Ausdehnung auftreten. Der zehnte Theil der Insel Island ist mit Gletschern bedeckt, und Grönland ist fast vollständig vergletschert; hier sowohl wie in Spitzbergen und bei der Maghellanstrasse reichen die Gletscher bis zum Meere hinab. Solche in das Meer vorgeschobene Gletschermassen werden öfters durch mancherlei Ursachen vom Lande losgelöst, und werden dann durch die Meeresströmungen als kolossale Eisberge weit von dem Orte ihrer Entstehung weggeführt.

Ausserhalb der Polargegenden findet man in keinem anderen Theile der Erde eine solche Anhäufung von Gletschern, wie in West-Tibet. Während das Mer de glace ungefähr 12 km und der Aletsch-Gletscher ungefähr 23 km lang sind, kommen hier von den mächtigen über 800 m hohen Gipfeln zahlreiche Gletscherströme herab, deren Länge 30 bis 60 km beträgt. Auch alle anderen Gletscherphänomene zeigen sich hier in riesigem Maassstabe; so sind dort die Spalten im Eise von grosser Breite und furchtbarer Tiefe. Bei einem Versuche, die Dicke des Eises in einem dieser gähnenden Abgründe zu messen, erreichte die 49 m lange Leine den Boden nicht. Messungen an den Enden der Gletscher ergaben eine Dicke von 100 bis 130 m; höher oben ist sie jedenfalls noch beträchtlicher. An der Oberfläche bilden sich Wasserströme und Seen von 1 bis 3 km Länge, deren Wasser gelegentlich mit einem lauten, brüllenden und intermittirenden Geräusch in grossen Höhlen oder „moulins“ verschwindet.

Der Hauptgletscher des Baltoro zeigt eine wunderbare Anzahl riesiger Moränen, welche ihn streifenförmig in 15 Linien aus verschiedenem Gestein, wie grauem, gelbem, braunem, blauem und rothem, in verschiedenen Schattirungen überziehen, aber nur auf dem oberen Theile des Gletschers ganz getrennt von einander lagern, während sie am unteren Ende die ganze Oberfläche bedecken, so dass sie das Eis vollständig verbergen. In der Mitte dieser Moränen befindet sich ein Streifen von riesigen Eisblöcken, wie er auf anderen Gletschern noch nicht beobachtet worden ist (Petermann's Mittheilungen 1863, S. 66).

Nach dem was oben über die Bildung der Gletscher gesagt wurde, ist klar, dass der Wechsel der Jahreszeiten für dieselben wesentlich ist; die Gletscher fehlen deshalb auch in den schneebedeckten Gebirgen der Tropen; in der Aequatorialzone von Südamerika kommen keine Gletscher vor, obgleich die Cordillere dort weit in die Region des ewigen Schnees hineinragt. Nach den Beobachtungen von Philippi und Leybold kommen in Südamerika die Gletscher erst unter dem 35. Grad südlicher Breite am Descabezado de Maule und unter dem 36. Grade südlicher Breite am Nevado da Chillan vor.

In ausgezeichneter Weise ist das Gletscherphänomen in den zum ersten Male von Haast genauer untersuchten Alpen der Südinselfon Neu-Seeland entwickelt. Zwischen dem 43. und dem 44. Grade südlicher Breite schätzte Haast die Kammhöhe des Gebirges zu 2900 m, während die einzelnen Gipfel sich zu einer Höhe von 3200 bis 4200 m erheben. Die Grenze des ewigen Schnees findet sich in jener Gegend in einer Höhe von 2400 bis 2530 m. Aus den Firnfeldern, welche die kolossalen Schneepyramiden umgeben, entwickeln sich Gletscherströme, welche im Verhältniss zu den Berghöhen viel bedeutender sind als die Gletscher der europäischen Alpen (ohne Zweifel wegen des feuchten insularen Klimas von Neuseeland) und welche theilweise bis zu einer Tiefe von 1200 m über dem Meeresspiegel herabsteigen.

Auffallend gross ist die Masse des Gletscherschlammes, welchen viele der neuseeländischen Gletscherbäche mit sich führen. So ist z. B. das Wasser des von Gletscherbächen gespeisten drei geographische Meilen langen und eine Meile breiten Tekapo-Sees nicht klar, wie das Wasser der Schweizer Seen, sondern so milchig trübe, dass es in ein Glas geschöpft aussieht, als ob Milch in dem Glase gewesen und man Wasser dazu gegossen hätte. Nur nach Monate langem kaltem und trockenem Wetter klärt sich das Wasser etwas.

Die Eiszeit. Abgesehen davon, dass im Sommer das untere 196 Gletscherende sich zurückzieht, während es im Winter vordringt, ist die mittlere Lage, um welche dasselbe im Laufe des Jahres schwankt, eine veränderliche, so dass oft längere Perioden hindurch der Gletscher vordringt, um sich dann für längere Zeit wieder zurückzuziehen.

Nach Fritz hat im Jahre 1540 ein Rückzug, dagegen 1575, ferner 1595 bis 1601 ein Vorrücken der Gletscher in den Alpen stattgefunden; 1602 begann der Grindelwaldgletscher sich zurückzuziehen. Ferner waren die Gletscher

	im Vorrücken	im Rückzuge
1606 bis 1610	Tyrol	
1626	"	
1636	"	
1677	"	
1680	"	
1710	"	
1736	Schweiz	1719 Alpen
1757 bis 1777	"	1750 Schweiz
1780 " 1786	"	1760 bis 1767 Tyrol
		1799 "
1812 " 1820	Tyrol und Schweiz	1811, 1821 Schweiz
1826 " 1831	Schweiz	nach 1827 Tendenz zum Rückzuge allgemein, besonders stark
1833 " 1839	Schweiz, Tyrol	1837 bis 1842 Schweiz
1843 " 1854	" "	1852 " 1857 Schweiz, Tyrol
1856 " 1860	" "	1860 " 1867 " "
1869 " 1874	einige, Schweiz	1872 " 1878 " "
1878 " 1880	westliche Schweiz	
1880 " 1887	mehr und mehr östliche Schweiz.	1887 Schweiz eine Reihe wieder im Stillstande.

Während der Periode des starken Rückganges der Gletscher in den sechziger Jahren hatte sich der untere Grindelwaldgletscher so weit zurückgezogen, dass im Jahre 1865 ein bisher ganz mit Eis bedeckter Steinbruch frei wurde, in welchem man zwei im Jahre 1750 behauene Marmorblöcke vorfand, welche in den Garten des Museums zu Bern gebracht und mit einer entsprechenden Inschrift versehen wurden.

Es lässt sich mit einiger Wahrscheinlichkeit nachweisen, dass manche Gletscher der Schweiz im Mittelalter eine geringere Ausdehnung hatten, so dass über einige Pässe ein lebhafter Verkehr stattfand, welche gegenwärtig so vereist sind, dass sie höchstens von einzelnen Gemsjägern oder Touristen besucht werden. Dagegen war in vorhistorischen Zeiten die Ausdehnung der Alpengletscher eine bei weitem bedeutendere als sie gegenwärtig ist, wie aus den vielfachen Spuren hervorgeht, welche die Gletscherthätigkeit jener Zeiten zurückgelassen hat.

So findet man in vielen Alpenthälern, namentlich aber im Aarthale, in namhafter Höhe über der Thalsohle Felsen, welche deutliche Gletscherschliffe zeigen. Der Weg von Meyringen nach der Grimsel geht über Felsplatten, welche so glatt polirt sind, dass man Rinnen einhauen musste, um es für Menschen und Pferde möglich zu machen, mit Sicherheit darüber zu gehen.

Zu den Spuren, welche die Gletscher zurücklassen, gehören auch namentlich die sogenannten Gletschermühlen oder Riesentöpfe. Wo ein Gletscher sich bis in eine Gegend herunter erstreckt, in welcher

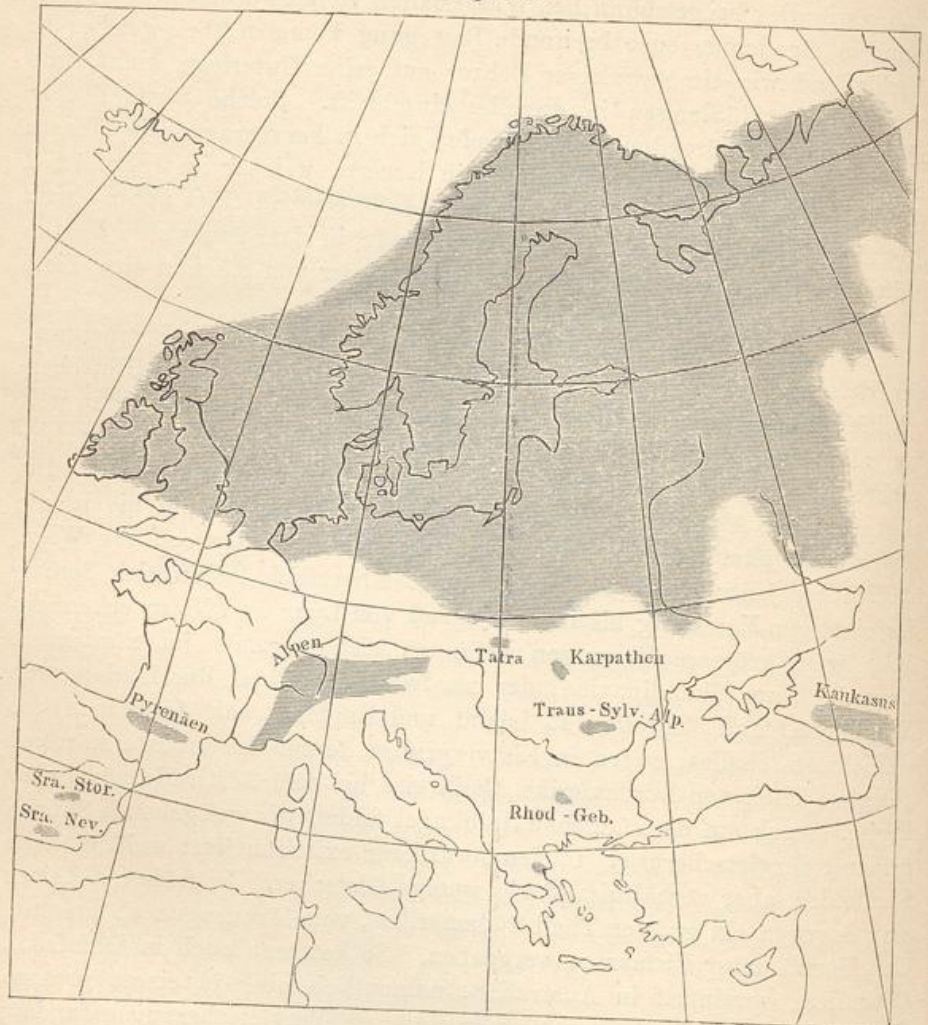
die Lufttemperatur höher als 0° ist, da wird das Eis an seiner Oberfläche in fortwährendem Abschmelzen begriffen sein, es werden sich Wasserströme bilden, welche in die Eisspalten hinunterstürzen. Befindet sich nun am Grunde eines so entstandenen Wasserfalles ein Stein, so kann dieser durch die Gewalt des fortwährend herunterstürzenden Wassers, ebenso wie dies bei gewöhnlichen Wasserfällen vielfach beobachtet werden kann, in strudelnde oder kreisende Bewegung kommen, bei welcher er abschleifend wie ein gewaltiger Bohrer auf seine Unterlage wirkt, und kesselförmige Höhlungen in dieselbe einschleift. Solche Strudellöcher mit den dazu gehörenden Steinen finden sich in hervorragendem Maasse in dem sogenannten Gletschergarten in Luzern, welcher im Jahre 1872 aufgedeckt wurde, und zeigt, dass auch diese Gegend einst unter einem Gletscher vergraben war. Das grösste der 18 in dem genannten Garten befindlichen Strudellöcher hat einen Durchmesser von 8,5 und eine Tiefe von 10 m.

Es wurde ferner schon erwähnt, dass eine begleitende Erscheinung der Gletscher die sogenannten Seiten- und Frontmoränen sind. Gletscherschliffe und Moränen finden sich nun an vielen Orten, welche jetzt weit von allen Gletschern entfernt sind, und beweisen, dass früher die Eisverbreitung in weit bedeutenderem Maasse als jetzt stattfand. Die Gletscher der Alpen erstreckten sich einst nach Norden hin bis in die Gegend, wo jetzt München liegt, nordöstlich bis in die Gegend von Wien, südlich bis jenseits des Gardasees, und südwestlich lassen sich Spuren der einstigen Vereisung bis in die Gegend von Lyon und Nizza erkennen. Aber weit grössere Eismassen befanden sich vormals im nördlichen Europa. Ganz Skandinavien, der nordwestliche Theil Russlands, ganz Norddeutschland, Schottland, Irland und England, mit Ausnahme des südlichsten Theiles, waren in Eis vergraben, ferner der grösste, nördlich gelegene Theil von Nordamerika, theilweise bis zum 38. Grade nördlicher Breite. Auch auf der südlichen Halbkugel finden wir weitgehende Spuren früherer Vergletscherung. In den Cordilleren existiren jetzt wohl manche Firnfelder, aber verhältnissmässig wenige Gletscher. In früheren Zeiten war dagegen ein grosser Theil Südamerikas, vom Aconcagua ab bis zum Cap Horn, unter Eismassen vergraben. So hat man auch in Südafrika, Ostindien, vereinzelt in Australien, namentlich aber in einem grossen Theile von Neuseeland Spuren einer einstigen Vergletscherung gefunden, und in manchen Gegenden der Erde, z. B. in Norddeutschland, lassen sich sichere Spuren einer mindestens zweimaligen Vereisung nachweisen.

Ueberall haben seit jenen Zeiten die Gletscher an Ausdehnung bedeutend abgenommen, und nur das in Eis vergrabene Grönland bietet noch ein Bild eines grossen vergletscherten Landes. In Grönland sind jetzt etwa 2 Millionen Quadratkilometer Landes unter Eis vergraben. Während der Eiszeit waren dagegen in Nordeuropa 6 Millionen und in Nordamerika 9 Millionen Quadratkilometer Landes vergletschert. Aber ein Bild des damaligen Zustandes des vergletscherten Landes erhalten wir doch durch die neuerdings

in Grönland ausgeführten Untersuchungen. Dort hat sich gezeigt, dass das Eis überall in der Nähe des Meeres die geringste Höhe hat und weiter im Innlande ansteigt. 70 bis 80 km von der Küste beträgt die Höhe des Eises etwa 1300 m über dem Meere; hier tauchen noch einzelne Bergspitzen über

Fig. 310.



Karte der einstigen Gletscherverbreitung in Europa (nach Penck und Neumayr).

seiner Oberfläche hervor, aber weiter im Innern erreicht das Eis eine Höhe von mehr als 1650 m, und alle Bergspitzen sind von ihm bedeckt.

Aehnlich müssen wir uns den Zustand Europas während der Eiszeiten denken. Während der ersten der beiden für Norddeutschland sicher nachweisbaren Vergletscherungen nahm diese ihren Ursprung auf der skandinavischen Halbinsel und Finnland; von dort breitete sie sich fächerförmig aus und bedeckte weithin das Land mit langsam abnehmender

Höhe, westwärts bis zur Westküste von Irland und Holland, südostwärts bis Kiew und Nischnij-Nowgorod, während sie in Deutschland etwa beim Harz und Riesengebirge ihr Ende fand (s. Fig. 310). In den Grenzgebieten war das Eis, wie jetzt in Grönland am Meeresufer, am niedrigsten, im Ausgangsgebiete in Skandinavien und Finnland am höchsten, und es lässt sich mit ziemlicher Sicherheit nachweisen, dass die durchschnittliche Höhe des Eises gegen 1000 m betragen hat. Gegen diese Dimensionen ist die Tiefe der Nord- und Ostsee, welche jetzt im Mittel resp. 88 und 66 m beträgt, verschwindend klein; — beide Meere wurden vollständig vom Eise ausgefüllt, ihre Gewässer verdrängt, soweit sie nicht gefroren, und über sie hinweg nahm die gewaltige Eismasse ihren Weg, alles weiche und bewegliche Material aufwühlend und theilweise mit sich fortführend, und Widerstand leistende Felsen abschleifend. Eine ungeheure Menge von Gesteinen ist auf diese Weise von Skandinavien und Finnland in ferne Gegenden transportirt, horizontale Kreideschichten des Meeresbeckens aufrecht gestellt, Hügel vernichtet und anderswo aufgestaut, und Thäler gebildet, wo früher keine waren. Dann kam eine Zeit des Abschmelzens des Eises; mächtige Ströme bildeten sich, die Thäler füllten sich mit Wasser, und allmählich entstand wieder eine Vegetation, wo sie lange Zeit durch das Eis vernichtet war. Dann kam nach vielen Jahren eine neue Eiszeit, die aber ihren Ausgangspunkt nicht mehr in Skandinavien, sondern weiter südöstlich hatte. Während die erste Vergletscherung in Deutschland hauptsächlich in der Richtung von Nordosten nach Südwesten vor sich ging, so nahm die zweite ihre Richtung von Osten nach Westen. Sie war weniger ausgedehnt als die erste, aber doch wurde wieder die ganze Ostsee vom Eise erfüllt, und wieder wurden enorme Geschiebemassen über das vergletscherte Land ausgebreitet. Dann trat wieder ein Abschmelzen des Eises ein, die Gletscher verschwanden langsam, und allmählich nahm, nachdem die ablaufenden Gewässer verlaufen waren, das nordeuropäische Tiefland seinen jetzigen Charakter an. Lange Zeit war man über den Ursprung der in zahllosen Mengen in Norddeutschland verbreiteten sogenannten Findlings- oder erratischen Blöcke im Zweifel. Man glaubte, sie seien auf Eisschollen über das Meer aus Norwegen, Schweden, Finnland und den Ostseeprovinzen nach Deutschland gebracht, bis sich in verhältnissmässig neuer Zeit durch unverkennbare Spuren hat nachweisen lassen, dass ihr Transport durch Gletscher bewirkt ist.

Es fehlt nun nicht ganz an Anhaltspunkten für die Untersuchung der Frage, wie das Klima Europas während der Eiszeit gewesen sein mag. Zunächst sind wir im Stande, mit einiger Sicherheit anzugeben, in welcher Höhe sich die Schneegrenze in den Bergen befand. Denn es reichen zwar die Gletscher, wie wir gesehen haben, häufig tief in die Thäler herab, aber ihren oberen Ausgangspunkt können sie doch nur in der Region des ewigen Schnees nehmen, da wo die Temperatur nicht hoch genug ist, um den gefallenen Schnee zu schmelzen. Nun hat

Penck mit Sorgfalt untersucht, von welchen Bergen früher Gletscher herabgekommen sind und von welchen nicht, und ist dabei zu dem Resultate gekommen, dass während der Eiszeit in den Alpen die Schneegrenze um 1000 m niedriger lag als jetzt. Das gleiche Verfahren wurde auch auf andere einst vergletschert gewesene Länder angewandt, und es hat sich fast überall genähert das gleiche Resultat ergeben. Hieraus lässt sich nun aber berechnen, um wieviel niedriger die Temperatur damals war als jetzt. Denn wir haben gesehen, dass die Temperatur sich durchschnittlich für etwa 200 m Höhenunterschied um 1°C . ändert, und hat also zur Eiszeit die Schneegrenze um 1000 m niedriger gelegen als jetzt, so würde daraus folgen, dass die Temperatur um ungefähr 5°C . niedriger gewesen ist. Eine derartige Temperaturerniedrigung würde aber für die meisten vergletschert gewesenen Gegenden keine auffällig niedrige mittlere Jahrestemperatur hervorbringen, wenn man sie mit derjenigen vergleicht, welche im Mittel auf der entsprechenden geographischen Breite stattfindet. So ist z. B. jetzt die mittlere Jahrestemperatur in Berlin = $+ 9,0^{\circ}\text{C}$., und wir würden nach dem Vorhergegangenen annehmen können, dass sie während der Eiszeit = $+ 4,0^{\circ}\text{C}$. gewesen ist. Nun ist die geographische Breite von Berlin = $52\frac{1}{2}^{\circ}$ und nach der Tafel (S. 516) ergibt sich für diese Breite die mittlere Jahrestemperatur genau ebenfalls = $+ 4,0^{\circ}\text{C}$., woraus folgt, dass für die Gegend von Berlin die mittlere Temperatur während der Eiszeit nicht unter den für die Jetztzeit geltenden mittleren Betrag der entsprechenden geographischen Breite herabgegangen ist. Aehnliche Resultate ergeben sich für andere in der Vorzeit vergletschert gewesene Gegenden.

Bezüglich der Ursachen der früheren bedeutenden Eisverbreitung sind mancherlei Hypothesen aufgestellt worden. Einestheils hat man angenommen, dass das Sonnensystem bisweilen in besonders kalte Regionen des Weltraumes gelangt ist, andernteils hat man geglaubt, dass auf die Gletscherbildung die Richtung des Perihels der Erdbahn einen bedeutenden Einfluss übe. In der jetzigen Zeit befindet sich nämlich die Erde am Anfange des Jahres in der Sonnennähe, zu einer Zeit, wenn auf der nördlichen Halbkugel Winter, auf der südlichen aber Sommer herrscht. Nun ändert sich aber die Richtung der Apsidenlinie, also auch die Richtung nach demjenigen Punkte des Himmels, in welchem die Sonne während ihrer Erdnähe steht, gegen den Frühlingspunkt sowohl in Folge der Aenderung der Lage der Apsidenlinie selbst, als auch in Folge der Präcession des Frühlingspunktes. Die erstere ist in ihrer Geschwindigkeit etwas veränderlich, geht aber im Mittel um etwa $0,3125^{\circ}$ in 100 Jahren vorwärts. Der Frühlingspunkt geht dagegen in jedem Jahrhundert um $1,3947^{\circ}$ rückwärts, die relative Lage der Apsidenlinie gegen den Frühlingspunkt ändert sich demnach in einem Jahrhundert um $1,71^{\circ}$, und in etwa 21000 Jahren um 360° . Es folgt daraus, dass vor 10500 Jahren die Erde sich am Anfange des Juli, d. h. während des Sommers der nördlichen, oder während des Winters der südlichen Halb-

kugel in der Sonnennähe befunden hat, so dass also die Sommer der nördlichen Halbkugel wärmer, die Winter dagegen kälter gewesen sein müssen. Ueberdies aber bewegt sich die Erde während ihrer Sonnennähe mit der grössten Geschwindigkeit in ihrer Bahn, es würde dadurch die Zeit der hohen Temperatur verkürzt, und die der niedrigen Temperatur verlängert worden sein, und im Mittel würde der nördlichen Halbkugel etwas weniger, und der südlichen etwas mehr Sonnenwärme zugeflossen sein. Es lässt sich aber leicht zeigen, dass eine niedrige Temperatur durchaus nicht hinreichend für eine Gletscherbildung ist, sondern dass dabei noch ganz andere Factoren, wie z. B. die Vertheilung von Wasser und Land, sowie die Meeres- und Luftströmungen, eine bedeutende Rolle spielen. Wir finden z. B., dass in der Jetztzeit unter dem 65. Grade nördlicher Breite Gletscher vorhanden sind in Grönland bei einer mittleren Jahrestemperatur im Meeresniveau von etwa -3°C .; auf Island bei einer mittleren Jahrestemperatur von $+3^{\circ}\text{C}$., und in Norwegen bei einer mittleren Jahrestemperatur von $+4^{\circ}\text{C}$., wogegen in Asien in gleicher geographischer Breite selbst bei einer mittleren Jahrestemperatur von -14°C . keine Spur einer Gletscherbildung vorhanden ist. In den Gebirgen entstehen dort Gletscher, wo eine warme feuchte Luft rasch in solche Regionen geführt wird, in welchen sie unter den Gefrierpunkt abkühlt, und es scheint überhaupt für die Gletscherbildung erforderlich zu sein, dass starke Temperaturoegensätze in räumlich nahe gelegenen Gebieten vorhanden sind. So steht Grönland theilweise unter der Wirkung des warmen Golfstromes, theilweise unter derjenigen der kalten Labradorströmung, wie sich deutlich aus der Richtung der dortigen Isothermen ergibt, während auf Island und in Norwegen der Golfstrom in Verbindung mit der Höhe der dortigen Berge die Gletscherbildung begünstigt. Es ist sehr wohl denkbar, dass, wenn eine Verbindung der Ostsee mit dem Weissen Meere in der Gegend entstände, wo sich der Ladoga- und Onegasee befinden, dann eine eiskalte Meeresströmung vom Eismeere aus durch die Ostsee gehen, und nicht nur die Temperatur im nordöstlichen Europa sowie in Deutschland bedeutend erniedrigen, sondern auch in Verbindung mit dem warmen Golfstrom in Skandinavien eine ausserordentlich starke Gletscherbildung hervorrufen würde.

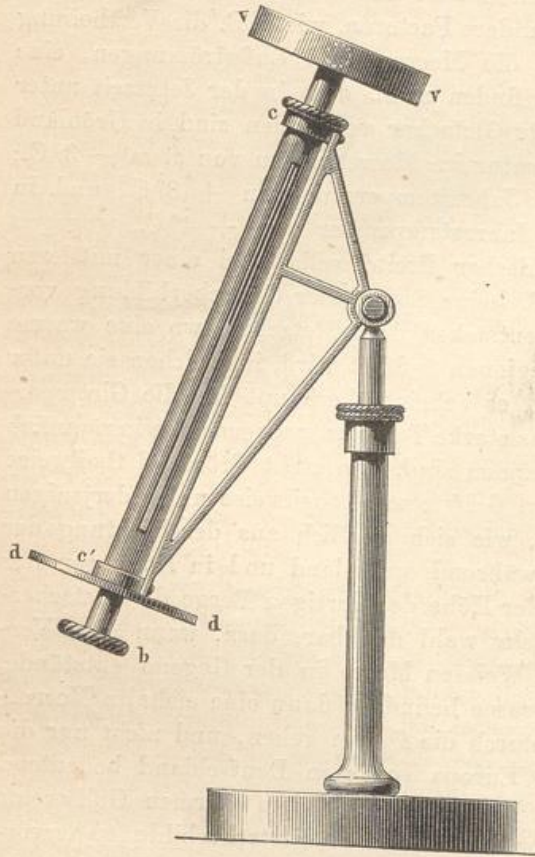
Da wir nun über die Vertheilung von Wasser und Land während der Glacialperiode nur wenig, und über die damals herrschenden Luft- und Meeresströmungen gar Nichts wissen, so ist es auch nicht möglich, mit einiger Bestimmtheit die näheren Bedingungen zu erkennen, unter welchen die grosse Gletscherbildung vergangener Zeiten vor sich gegangen ist.

Absorption der Wärmestrahlen durch die Atmosphäre. 197

Wenn man mit Hülfe einer Sammellinse Zunder durch Concentration der Sonnenstrahlen anzünden will, so wird man einen grossen Unterschied

finden, je nachdem man den Versuch Mittags anstellt, wo die Sonne hoch am Himmel steht, oder des Abends, wenn sie ihrem Untergange nahe ist; während sich der Schwamm des Mittags leicht entzündet, geschieht dieses am Abend entweder nur sehr schwierig oder gar nicht; die Intensität der von der Sonne zu uns kommenden Wärmestrahlen ist also in diesen beiden Fällen eben so ungleich wie die Intensität der Lichtstrahlen; Abends können wir die rothgelbe Scheibe der untergehenden Sonne wohl

Fig. 311.



ansehen, Mittags aber wird das Auge durch den Glanz der Sonnenstrahlen geblendet.

Dieser Unterschied in der Intensität der Licht- und Wärmestrahlen, welche von der Sonne zu uns kommen, rührt offenbar daher, dass der Weg, welchen die Sonnenstrahlen durch die Atmosphäre hindurch zurückzulegen haben, bedeutend grösser ist, wenn die Sonne dem Horizonte nahe steht; je grösser aber der Weg ist, den die Sonnenstrahlen in der Atmosphäre zurücklegen, desto mehr Licht und Wärme wird absorbirt werden.

Um annähernd die Wärmeabsorption in der Atmosphäre zu bestimmen, hat Herschel ein Instrument construirt, Pouillet gab diesem

welches den Namen Pyrheliometer hat. Pouillet gab diesem Instrumente folgende vervollkommnete Einrichtung:

Das cylindrische Gefäss *v*, Fig. 311, ist aus dünnem Silberblech gemacht; sein Durchmesser beträgt ungefähr 1 dcm, seine Höhe 14 bis 15 mm, so dass es ungefähr 100 g Wasser aufnehmen kann. In dem Gefässe befindet sich die Kugel eines Thermometers, dessen Röhre durch einen das Gefäss verschliessenden Kork in eine hohle Metallröhre hineinragt; diese Metallröhre geht durch zwei Hülsen bei *c* und *c'*, so dass sie mit dem Gefässe *v* mittelst des Knopfes *b* beständig um ihre Axe gedreht werden kann; diese Umdrehung hat den Zweck, das Wasser im Gefässe *v*

in beständiger Bewegung zu erhalten, damit sich die Wärme in demselben möglichst gleichförmig verbreitet.

Die obere Fläche des Gefässes v ist mit Russ sorgfältig geschwärzt. Die Scheibe d hat denselben Durchmesser wie das Gefäss v ; richtet man also das Instrument so gegen die Sonne, dass der Schatten des Gefässes v gerade die Scheibe d deckt, so kann man sicher sein, dass die Sonnenstrahlen die vordere Fläche des Gefässes rechtwinklig treffen.

Wenn die geschwärzte Oberfläche des Instrumentes rechtwinklig von den Sonnenstrahlen getroffen wird, so steigt die Temperatur des Wassers in v über die der Umgebung.

Wenn das Gefäss v sich erwärmt, so verliert es auch Wärme, theils durch Strahlung gegen den Himmelsraum, theils an die Umgebung. Wenn ein solcher Verlust nicht stattfände, so würde die durch den wärmenden Einfluss der Sonnenstrahlen hervorgebrachte Temperaturerhöhung des Gefässes v jedenfalls bedeutender sein als die, welche man beobachtet; um also auf die Wärme schliessen zu können, welche dem Instrumente wirklich durch die Sonnenstrahlen zugeführt wird, ist an den beobachteten Temperaturerhöhungen eine Correction anzubringen. Der Versuch wird deshalb in folgender Weise angestellt.

Wenn das Wasser in dem Gefässe die Temperatur der umgebenden Luft hat, wird das Instrument nahe an dem Orte, wo man es den Sonnenstrahlen aussetzen will, im Schatten aufgestellt, und zwar so, dass die Wärme von der berussten Fläche frei gegen den Himmel ausstrahlen kann. Man beobachtet nun fünf Minuten lang die Erkaltung; in der folgenden Minute bringt man einen Schirm vor die schwarze Fläche und richtet dann den Apparat so, dass die Sonnenstrahlen rechtwinklig einfallen, wenn man am Ende der sechsten Minute den Schirm wegnimmt. Während der folgenden fünf Minuten beobachtet man die durch die Sonnenstrahlen hervorgebrachte Temperaturerhöhung, indem man das Wasser des Gefässes v in beständiger Bewegung erhält; am Ende der elften Minute setzt man den Schirm wieder vor, zieht den Apparat an seine frühere Stelle zurück und beobachtet dann die während der folgenden fünf Minuten stattfindende Erkaltung.

Es sei g die in fünf Minuten durch die Sonnenstrahlen hervorgebrachte Temperaturerhöhung, r und r' die Temperaturabnahme, welche der Apparat in den fünf vorhergehenden und in den fünf folgenden Minuten erleidet, so ist die Temperaturerhöhung t , welche durch die Sonnenstrahlen hervorgebracht sein würde, wenn kein Wärmeverlust stattgefunden hätte:

$$t = g + \frac{r + r'}{2}.$$

Die folgende Tabelle enthält die Resultate von fünf Beobachtungsreihen, welche Pouillet mit dem Pyrheliometer angestellt hat.

Beobachtungsstunden	Dicke der durchlaufn. Luftschicht	Beobachtete Temperaturerhöhung	Berechnete Temperaturerhöhung	Unterschiede
---------------------	-----------------------------------	--------------------------------	-------------------------------	--------------

Am 28. Juni 1837

7 Uhr 30 M. Morgens .	1,860	3,80 ⁰	3,69 ⁰	+ 0,11
10 " 30 " " .	1,164	4,00	4,62	- 0,62
Mittag	1,107	4,70	4,70	0
1 Uhr	1,132	4,65	4,67	- 0,02
2 "	1,216	4,60	4,54	+ 0,06
3 "	1,370	"	4,32	"
4 "	1,648	4,00	3,95	+ 0,05
5 "	2,151	"	3,36	"
6 "	3,165	2,40	2,42	- 0,02

Am 27. Juli 1837

Mittag	1,147	4,90	4,90	0
1 Uhr	1,174	4,85	4,86	- 0,01
2 "	1,266	4,75	4,74	+ 0,01
3 "	1,444	4,50	4,51	- 0,01
4 "	1,764	4,10	4,13	- 0,03
5 "	2,174	3,50	3,49	+ 0,01
6 "	3,702	3,35	3,42	- 0,07

Am 22. September 1837

Mittag	1,507	4,60 ⁰	4,60 ⁰	0
1 Uhr	1,559	4,50	4,54	- 0,04
2 "	1,723	4,30	4,36	- 0,06
3 "	2,102	4,00	3,97	+ 0,03
4 "	2,898	3,10	3,24	- 0,14
5 "	4,992	"	1,91	"

Am 4. Mai 1838

Mittag	1,191	4,80	4,80	0
1 Uhr	1,223	4,70	4,76	- 0,06
2 "	1,325	4,60	4,62	- 0,02
3 "	1,529	4,30	4,36	- 0,06
4 "	1,912	3,90	3,92	- 0,02
5 "	2,603	3,20	3,22	- 0,02
6 "	4,311	1,95	1,94	+ 0,01

Beobachtungsstunden	Dicke der durchlaufn. Luftschicht	Beobachtete Temperaturerhöhung	Berechnete Temperaturerhöhung	Unterschiede
Am 11. Mai 1838				
11 Uhr	1,193	5,05	5,06	— 0,01
12 "	1,164	5,10	5,10	0
1 "	1,193	5,05	5,06	— 0,01
2 "	1,288	4,85	4,95	— 0,10
3 "	1,473	4,70	4,73	— 0,03
4 "	1,812	4,20	4,37	— 0,17
5 "	2,465	3,65	3,67	— 0,02
6 "	3,943	2,70	2,64	+ 0,06

Die erste Columne dieser Tabelle enthält die Beobachtungsstunden, die zweite die Dicke der von den Sonnenstrahlen durchlaufenen Luftschicht, die verticale Höhe der Atmosphäre gleich 1 gesetzt; die dritte enthält die beobachtete, die vierte die von Pouillet nach einer Formel, von der sogleich die Rede sein wird, berechnete Temperaturerhöhung des Wassers im Pyrheliometer.

Aus dieser Tabelle sehen wir nun zunächst, dass die Sonnenstrahlen um so mehr an wärmender Kraft verlieren, je weiter der Weg ist, welchen sie in der Atmosphäre zurückzulegen haben. Betrachten wir z. B. die Beobachtungen vom 11. Mai 1838, so finden wir, dass um 1 Uhr Nachmittags die Temperaturerhöhung $5,05^{\circ}$ betrug, um 5 Uhr, wo die Dicke der durchlaufenen Luftschicht ungefähr doppelt so gross war, betrug die Temperaturerhöhung nur $3,65^{\circ}$, sie war also um $1,4^{\circ}$ geringer; für die dreifache Dicke der Luftschicht, ungefähr um 6 Uhr Abends, war die Temperaturerhöhung nur $2,7^{\circ}$, also abermals um $0,9^{\circ}$ geringer.

Man sieht daraus, dass die wärmende Kraft der Sonnenstrahlen in einem etwas weniger raschen Verhältniss abnimmt als die Dicke der durchlaufenen Luftschicht wächst.

Es fragt sich nun, ob man aus solchen und ähnlichen Versuchen ein Gesetz für die Absorption der Wärmestrahlen in der Luft in der Weise ableiten kann, dass sich daraus die absolute Grösse der atmosphärischen Absorption ergibt, dass man also die Temperaturerhöhung berechnen kann, welche das Wasser im Heliometer erfahren würde, wenn man das Instrument an die Grenze der Atmosphäre bringen könnte.

Pouillet hat gefunden, dass sich die Formel

$$t = ap^6$$

recht gut den Beobachtungen anschliesst, wenn man für a immer den constanten Werth 6,72, für p aber einen Werth setzt, der von einem Tage zum anderen sich ändert. Dieser Werth von p ist nach den Beobachtungen vom

28. Juni	0,7244
27. Juli	0,7585
22. September	0,7780
4. Mai	0,7556
11. Mai	0,7888

Für ε ist die jedesmalige Dicke der durchlaufenen Luftschicht zu setzen, wie sie in der zweiten Columne steht; nach dieser Formel sind die Werthe der vierten Columne berechnet.

Pouillet schliesst nun weiter, dass, wenn man in dieser Formel $\varepsilon = 0$ setzt, man die Temperaturerhöhung erhalten müsse, welche das Pyrheliometer an der Grenze der Atmosphäre oder in dem Falle erfahren würde, dass die Atmosphäre keine Wärmestrahlen absorbirte. Man erhält für $\varepsilon = 0$

$$t = a = 6,72.$$

An der Grenze der Atmosphäre würde demnach die Temperatur des Instrumentes um $6,72^\circ$ über die Temperatur der Umgebung steigen. Es werden demzufolge selbst am Mittag an ganz heiteren Tagen ungefähr $\frac{1}{3}$ der von der Sonne kommenden Wärmestrahlen von der Atmosphäre absorbiert; wenn der Himmel bewölkt oder nur mit einem Schleier überzogen ist, muss die Wärmeabsorption in der Luft noch viel bedeutender sein.

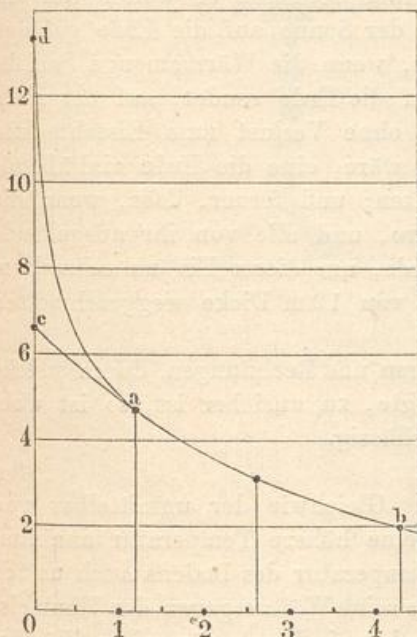
Dieses Resultat kann jedoch kaum als ein annähernd richtiges angesehen werden, wie sich aus folgender Betrachtung ergibt.

In dem Lehrbuch der Physik (8. Aufl. 2. Bd. 2. Abth. S. 556) ist gezeigt, dass, wenn Wärmestrahlen auf ein absorbirendes Mittel fallen, in den ersten Schichten eine stärkere Absorption stattfindet als in den folgenden. Die Wärmemengen, welche durch eine Glasplatte von 3, von 5 und von 7 mm Dicke gehen, verhalten sich zu einander, wenn als Wärmequelle die Locatelli'sche Lampe dient, wie $65,3 : 62 : 60$. Gesetzt nun, man hätte nur mit diesen drei Platten Versuche angestellt, man wüsste aber nicht, welches die directe Wirkung der Wärmequelle ist, könnte man sie wohl mit einiger Sicherheit aus diesen drei Versuchen ableiten? Gewiss nicht! Hier aber haben wir genau denselben Fall.

Die Curve ab , Fig. 312, stellt das Gesetz dar, nach welchem die erwärmende Kraft der Sonnenstrahlen abnimmt, wenn die Dicke der Luftschicht wächst. Die Curve ist nach den am 4. Mai 1838 Mittags um 5 und um 6 Uhr gemachten Beobachtungen construirt, die Dicken der durchlaufenen Schichten sind als Abscissen, die entsprechenden Temperaturerhöhungen als Ordinaten aufgetragen. Um zu finden, wie gross die Temperaturerhöhung an der Grenze der Atmosphäre sein würde, muss man die Curve auch noch jenseits a , nach der Ordinate 0 hin, so verlängern, wie das Curvenstück innerhalb ab andeutet, d. h. so, dass das angesetzte Curvenstück mit dem schon vorhandenen eine continuirliche krumme Linie bildet; auf diese Weise ist die Curve bis c fortgesetzt,

und danach wäre denn allerdings die Temperaturerhöhung an der Grenze der Atmosphäre $6,7^{\circ}$; allein wir können die Curve ba auch noch auf andere Weise fortsetzen, wir können sie nach d führen, und die Curve dab würde immer noch eine continuirliche krumme Linie sein, und wenn dieser Lauf der Curve das wahre Verhältniss darstellte, so würde die Temperaturerhöhung an der Grenze der Atmosphäre 13° sein, in diesem Falle würden selbst am Mittag weit mehr als die Hälfte aller von der Sonne zur Erde kommenden Wärmestrahlen von der Atmosphäre absorbiert. Eines ist so gut möglich wie das andere, der Lauf der Curve innerhalb ab enthält nicht Bestimmungsstücke genug, um sie ausserhalb

Fig. 312.



dieser Grenzen mit Sicherheit fortsetzen zu können.

Wenn man eine Formel ausfindig macht, welche sich wie die Pouillet'sche den Beobachtungen ziemlich gut anschliesst, so folgt daraus noch nicht, dass sie den wahren Zusammenhang darstellt; man kann noch viele andere Formeln ausfindig machen, welche eben so gut, vielleicht auch noch besser, zu den Beobachtungen passen und welche doch für den Fall, dass man die Dicke der durchlaufenen Luftschicht gleich Null setzt, ganz andere Werthe für die Temperaturerhöhung an der Grenze der Atmosphäre geben.

Solche Formeln sind ganz zweckmässig, um innerhalb der Beobachtungsgrenzen Zwischenwerthe zu berechnen, über diese Grenzen hin-

aus kann man sie jedoch nicht mehr mit Sicherheit gebrauchen. Hätte man z. B. für verschiedene Temperaturen zwischen 20° und 80° die Dichtigkeit des Wassers mit der grössten Genauigkeit bestimmt, hätte man für die Abhängigkeit zwischen der Temperatur und der Dichtigkeit eine Formel construirt, welche sich den Beobachtungen sehr gut anschliesst, so würde sich aus denselben doch wohl schwerlich beweisen lassen, dass das Wasser bei 4° ein Dichtigkeitsmaximum hat, wenn man es nicht schon zum Voraus gewusst hätte.

Aus der Betrachtung der Fig. 312 zeigt sich, dass man die Curve von a aus nicht wohl zu einem tieferen Punkte der Ordinate 0 führen kann als zum Punkte c , dass also die Wärmeabsorption in der Atmosphäre wenigstens so gross ist, wie Pouillet gefolgert hat, d. h. dass also selbst für grosse Sonnenhöhen wenigstens $\frac{1}{3}$ aller von der Sonne nach der Erde kommenden Wärmestrahlen von der Atmosphäre absorbiert werden.

Dass aber die Absorption der Wärmestrahlen in der Luft in der That eine viel bedeutendere sein muss, als man nach der Pouillet'schen Rechnung erwarten sollte, geht auch aus den im zweiten Bande des Lehrbuchs der Physik besprochenen Versuchen Tyndall's über die Diathermanität der Gase, sowie aus den oben §. 149, S. 426 besprochenen Resultaten hervor, zu welchen Wild in Betreff der Lichtabsorption in der Atmosphäre gelangt ist.

Pouillet berechnet in der Voraussetzung, dass die Temperaturerhöhung des Pyrheliometers in fünf Minuten wirklich $6,72^{\circ}$ betragen würde, wenn die Atmosphäre keine Wärmestrahlen absorbirte, die Wärmequantität, welche in der angegebenen Zeit dem Instrumente durch die Sonnenstrahlen zugeführt würde; daraus schliesst er weiter auf die Wärmemenge, welche überhaupt von der Sonne auf die Erde gelangt, und kommt so zu dem Resultat, dass, wenn die Wärmemenge, welche die Sonne im Laufe eines Jahres auf die Erde sendet, auf derselben gleichförmig vertheilt wäre und sie ohne Verlust zum Eisschmelzen verwendet würde, alsdann im Stande wäre, eine die Erde einhüllende Eisschicht von 31 m Dicke zu schmelzen; und ferner, dass, wenn die Sonne ringsum von Eis umgeben wäre, und alle von ihr ausgehende Wärme ausschliesslich verwendet würde, um dieses Eis zu schmelzen, alsdann in einer Minute eine Schicht von 12 m Dicke weggeschmolzen werden würde.

Da die Grundlage der Betrachtungen und Rechnungen, durch welche Pouillet zu diesem Resultate gelangte, zu unsicher ist, so ist wohl eine nähere Erörterung derselben überflüssig.

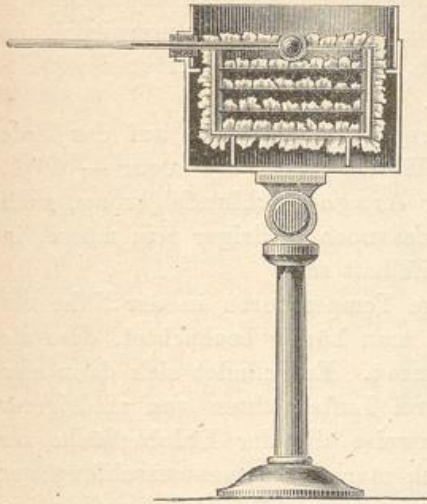
198 Die nächtliche Strahlung. Gleichwie der unmittelbar von den Sonnenstrahlen getroffene Boden eine höhere Temperatur annimmt als die umgebende Luft, so sinkt die Temperatur des Bodens auch unter die Lufttemperatur, wenn er des Nachts seine Wärme gegen den Himmelsraum ausstrahlt, ohne dass ihm von dorthin ein Ersatz für seinen Wärmeverlust zukäme, wie dies unter anderen die von Wells angestellten Versuche beweisen.

Wenn man in einer ruhigen, heiteren Nacht kleine Massen von Heu oder Gras, Wolle, Baumwolle oder andere lockere, die Wärme schlecht leitende Substanzen auf den Boden legt, so findet man nach einiger Zeit, dass ihre Temperatur 6, 7, ja 8° C. niedriger ist als die Temperatur der Luft, in einer Höhe von 2 bis 3 m über dem Boden.

An Orten, an welche die Sonnenstrahlen nicht hindringen, von welchen aus aber ein grosser Theil des Himmels sichtbar, ist dieses Sinken der Temperatur des Grasses, der Baumwolle u. s. w. unter die Lufttemperatur schon drei bis vier Stunden nach Mittag merklich; aber erst die nächtliche Strahlung bringt eine bedeutende Erkaltung der Erdoberfläche hervor.

Wilson beobachtete des Nachts einen Unterschied von fast 9° C. zwischen der Temperatur der Schneeoberfläche und der Lufttemperatur. Scoresby und Parrot haben in den Polarzonen ähnliche Beobachtungen bei einer Lufttemperatur von - 20° C. gemacht.

Fig. 313.



Um die Gesetze der nächtlichen Strahlung zu ermitteln, hat Pouillet ein Instrument construiert, welches er Actinometer nennt und welches Fig. 313 dargestellt ist. Es besteht aus einem Thermometer, welches in einem Metallcylinder horizontal in solcher Weise angebracht ist, dass durch Schwanenfedern jede Wärmeleitung von unten und von der Seite her gehindert wird. Wenn dieser Apparat in einer heiteren Nacht ins Freie gestellt wird, so muss das Thermometer natürlich bedeutend unter die Temperatur der

umgebenden Luft sinken. Die folgende Tabelle enthält einige Resultate, welche Pouillet mit diesem Instrumente erhalten hat.

Tage	Stunden	Temperatur der Luft	Temperatur des Actinometers	Unterschiede	Tage	Stunden	Temperatur der Luft	Temperatur des Actinometers	Unterschiede
Vom 20. bis 21. April					Vom 5. bis 6. Mai				
21. Apr.	8 Uhr Abds.	5,6	- 0,8	6,4	5. Mai	5 Uhr Abds.	25,5	19,9	5,6
	9 " "	4,5	- 2,0	6,5		6 " "	25,1	17,5	7,6
	10 " "	3,6	- 3,0	6,6		7 " "	23,1	15,0	8,1
	4 1/2 " Mrgs.	0,0	- 7,0	7,0		8 " "	22,9	13,9	9,0
	5 " "	0,0	- 7,0	7,0		9 " "	21,5	12,5	9,0
5 1/2 " "	0,1	- 6,5	6,6	10 " "	17,5	10	7,5		
					6. Mai	4 " Mrgs.	12,1	5	7,1
						4 1/2 " "	12,1	5	7,1
						5 " "	12	6	6,0

Diese Versuche zeigen uns, dass die Temperatur des Actinometers fast in derselben Weise abnimmt, wie die Temperatur der Luft, dass also bei niedriger Lufttemperatur eine eben so starke Strahlung gegen den Himmelsraum stattfindet wie bei hoher.

Diese Wirkungen der nächtlichen Strahlung beweisen, dass die Temperatur des Weltraumes eine sehr niedrige sein müsse. Nach Fourier ist die Temperatur des Weltraumes -50° bis 60° C.; Arago war dagegen der Ansicht, dass sie jedenfalls weit geringer sein müsse, da man ja auf dem Fort Reliance in Nordamerika eine Temperatur von $-56,7^{\circ}$ C. beobachtet habe. Eine so bedeutende Temperaturerniedrigung sei auf der Erdoberfläche nicht möglich, wenn die Temperatur des Weltraumes nicht noch weit geringer wäre.

Uebrigens ist dies noch keineswegs die niedrigste auf der Erde beobachtete Temperatur, sondern in Werchojansk sind sogar -68° C. am Thermometer abgelesen. Ob aber Arago's Schlussfolgerung, nach welcher die Temperatur des Weltraumes noch niedriger sein müsse, in Wirklichkeit zutreffend ist, dürfte zweifelhaft sein.

Wenn nämlich besonders niedrige Temperaturen in der Nähe der Erdoberfläche beobachtet sind, so hat man häufig beobachtet, dass die Temperatur in grösserer Höhe zunimmt. Es befindet sich dann eine Luftschicht von höherer zwischen zwei Luftschichten von niedrigerer Temperatur, und es kann möglicherweise die der Erdoberfläche am nächsten befindliche Luftschicht durch starke Wärmeausstrahlung der Schneedecke, sowie dadurch, dass sich bei windstillem Wetter die allerdichtesten und kältesten Lufttheile möglichst tief lagern, weiter abgekühlt werden als sehr hoch befindliche Theile der Atmosphäre. Im Allgemeinen hat man weder auf Ballonfahrten, noch auf hohen Bergen, wo ganze Winter hindurch Minimumthermometer aufgestellt waren, sehr tiefe Temperaturen beobachtet, und im Durchschnitt haben alle solche Beobachtungen, wie schon S. 540 erwähnt wurde, ergeben, dass die Temperatur bei steigender Höhe sich einer Grenze nähert, welche vermuthlich nicht sehr weit von -42° C. entfernt ist.

Pouillet hat die Temperatur des Weltraumes zu -142° C. bestimmt; da jedoch die Schlüsse, durch welche er zu diesem Resultate gelangte, sehr gewagt sind, indem ihre Grundlage höchst unsicher ist, so mag hier die Anführung dieses Resultats genügen.

In Bengalen, wo die Temperatur der Luft nie auf Null fällt, benutzt man die nächtliche Strahlung, um ziemlich bedeutende Quantitäten von Eis herzustellen. Von einer derartigen Eisfabrik, welche mehr als 300 Personen beschäftigt, giebt Williams folgende Beschreibung:

Ein wohl geebnetes, ungefähr 4 Acres (ungefähr 16 200 qm) haltendes Terrain ist in Quadrate von 1 bis $1\frac{1}{2}$ m Seite getheilt, welche durch kleine Erdwälle von ungefähr 1 dm Höhe eingefasst sind. Diese Abtheilungen nun werden mit Stroh belegt und darauf so viel flache Schüsseln mit Wasser gesetzt, als eben Platz haben. Während des Nachts bildet sich das Eis auf der Oberfläche des Wassers.

Diese Eisbildung ist nur eine Folge der Abkühlung, welche das nach Leslie's Versuchen mit einem starken Ausstrahlungsvermögen begabte Wasser durch die nächtliche Strahlung erleidet, während das

Stroh als schlechter Wärmeleiter die Zuführung der Wärme vom Boden verhindert.

Dass hier die Eisbildung nicht, wie man früher glaubte, von der Verdampfung des Wassers herrührt, geht daraus hervor, dass ein etwas lebhafter Wind, welcher doch die Verdampfung begünstigt, das Gefrieren des Wassers in den Schüsseln verhindert.

Alles, was die freie Strahlung gegen den Himmelsraum hindert, hindert auch die Abkühlung des Bodens und der ihn bedeckenden Gegenstände. Wells spannte ein quadratisches baumwollenes Tuch von 2 Fuss Seitenlänge mittelst vier Holzstäbchen 6 Zoll über dem Rasen in horizontaler Richtung aus. Unter diesem Tuche fand Wells die Temperatur des Rasens oft bis zu 6°C . höher als an benachbarten nicht geschützten Stellen.

Eine ähnliche Rolle, wie hier das Tuch, spielen die Wolken, welche das Himmelsgewölbe überziehen. In einer heiteren Nacht war das Gras einer Wiese bereits $6,7^{\circ}\text{C}$. kälter als die Luft geworden, als sich Wolken bildeten; sogleich stieg die Temperatur des Grases wieder und zwar stieg sie um $5,6^{\circ}\text{C}$., ohne dass die Lufttemperatur sich geändert hätte.

Wie das Gras verhält sich auch die Oberfläche des Schnees; es ist eine ganz gewöhnliche Erscheinung, dass unmittelbar über dem Schnee die Temperatur um mehrere Grade niedriger ist als in 1 bis 2 m Höhe. In Königsberg wurde im Januar 1892 die Temperatur an der Oberfläche der Schneedecke $10\frac{1}{2}^{\circ}\text{C}$. niedriger gefunden, als die der Luft in $1\frac{1}{2}$ m Höhe; ähnliche Beobachtungen an andern Orten wurden schon oben (S. 587) erwähnt.

Wenn in heiteren Nächten die Lufttemperatur um 2 bis 4°C . über dem Gefrierpunkte ist, wie dies im April und Mai bei uns öfters vorkommt, so kann durch die nächtliche Strahlung der Erdboden mit Reif bedeckt werden; es können ferner die jungen zarten Blätter und Keime durch die nächtliche Strahlung leicht unter den Gefrierpunkt erkaltet werden, so dass sie, was bei bedecktem Himmel nicht zu fürchten ist, erfrieren, ohne dass das Thermometer auf Null fällt.

Wenn die Lufttemperatur nicht selbst unter den Gefrierpunkt fällt, ist ein Erfrieren der jungen Triebe nur dann zu fürchten, wenn bei heiterem Himmel die Luft vollkommen ruhig ist, oder an Orten, welche vor dem Winde geschützt sind. So kommt es z. B. öfters vor, dass die Reben an vertieften Stellen, etwa in alten Festungsgräben, erfrieren, während sie dicht daneben auf Hügeln unversehrt bleiben. In der Nähe von Freiburg wurde beobachtet, dass neben der sich etwa 1 m über die Umgebung erhebenden Chaussee die aus dem Boden kommenden, also unter dem Niveau der Chaussee befindlichen Wurzeltriebe junger Nussbäume total erfroren waren, während das Laub der Kronen dieser Bäumchen nicht im mindesten vom Frost gelitten hatte.

Solche Nachtfröste können in Deutschland und Frankreich noch bis zur Mitte Mai (Pancratius und Servatius, 12. und 13. Mai) gefährlich werden, und deshalb fürchtet der Gärtner den Stierneu, d. h. die Zeit,

in welcher der Neumond nahezu mit dem Eintritt des Mondes in das Zeichen des Stiers zusammenfällt. Von diesen Kälterückfällen im Mai wird später noch die Rede sein.

199 **Temperatur des Bodens.** Wir haben bisher nur die Temperatur der Luft, aber nicht die Temperatur der oberen Bodenschichten besprochen, welche je nach der Natur der Bodenfläche oft bedeutend von der Lufttemperatur verschieden sein kann; ein nackter, des Pflanzenwuchses beraubter, steiniger oder sandiger Boden wird durch die Absorption der Sonnenstrahlen weit heisser, ein mit Pflanzen bedeckter Boden, z. B. ein Wiesengrund, wird durch die nächtliche Strahlung weit kälter als die Luft, deren Temperatur schon durch die fortwährenden Luftströmungen mehr ausgeglichen wird. In den afrikanischen Wüsten steigt die Hitze des Sandes oft auf 50 bis 60° C. Ein mit Pflanzen bedeckter Boden bleibt kühler, weil die Sonnenstrahlen ihn nicht direct treffen können, die Pflanzen selbst binden gewissermaassen eine grosse Wärmemenge, indem durch die Vegetation eine Menge Wasser verdunstet; sie erkalten aber, wie wir gesehen haben, bei ihrem grossen Emissionsvermögen durch Ausstrahlung der Wärme so stark, dass die Temperatur des Grases oft 7 bis 8° unter die der Luft sinkt. Im Inneren der Wälder ist die Luft beständig kühl, weil die dichte Laubdecke auf dieselbe Weise abkühlend wirkt wie eine Grasdecke, und weil die an den Gipfeln der Bäume abgekühlte Luft sich niedersenkt. Ueberdies ist aber auch die Wärmemenge, welche dem Erdboden zufliesst, von dem Feuchtigkeitsgehalte der Luft abhängig. Die atmosphärische Luft ist, wenn sie gar keine Wasserdämpfe enthält, für die von der Sonne kommenden Wärmestrahlen beinahe ebenso durchdringbar wie ein leerer Raum, während eine mit Feuchtigkeit erfüllte Luft die Wärmestrahlen theilweise absorbiert. Dadurch wird bewirkt, dass bei feuchter Luft ein Theil der Sonnenwärme den Erdboden gar nicht erreicht, sondern dazu verwandt wird, die Luft selbst zu erwärmen, während andererseits die feuchte Luft dazu dient, die den Erdboden erreichende Wärme dort festzuhalten. Auf hohen Bergen ist die Luft sehr trocken, in Folge dessen zeigt dort ein Thermometer im Schatten eine niedrige Temperatur, während Gegenstände, welche von den Sonnenstrahlen getroffen werden, sich zum Theil stark erwärmen. Der Grad der Erwärmung hängt aber von der Beschaffenheit des Gegenstandes ab. Auf schneebedeckten Flächen kann in grossen Höhen die Sonnenhitze für den Menschen unerträglich werden, während sie nicht im Stande ist, die Oberfläche des Schnees zu schmelzen, sondern von dieser fast vollständig wieder in den Weltraum ausgestrahlt wird. Ueberall aber, wo die Luft feucht ist, bildet sie eine schützende Decke für den Erdboden, und hindert die Ausstrahlung der Wärme in ähnlicher Weise, wie die Fenster eines Gewächshauses, welche die Sonnenstrahlen zwar grösstentheils durchlassen, aber verhindern, dass die Wärme des Raumes sich nach aussen hin wieder verbreitet.

Wegen des unvollkommenen Wärmeleitungsvermögens kann die Wärme der obersten Bodenschichten nur nach und nach in das Innere eindringen; wenn die Oberfläche aber erkaltet, so verlieren die tieferen Bodenschichten weniger schnell ihre Wärme; in einer geringen Tiefe werden deshalb die Temperaturschwankungen weit geringer sein als an der Oberfläche selbst. In Deutschland verschwinden schon bei einer Tiefe von 0,7 m die täglichen Temperaturschwankungen, und in einer noch grösseren Tiefe verschwinden sogar die jährlichen Variationen, so dass hier stets dieselbe Temperatur herrscht, welche aber keineswegs überall mit der mittleren Temperatur des Ortes genau übereinstimmt.

Seit 1671 hatte Giov. Cassini bemerkt, dass die Temperatur der Keller des Observatoriums zu Paris während des ganzen Jahres sich nicht ändert. Im Jahre 1730 machte Lahire dieselbe Beobachtung. Der Graf Jean Cassini, Urenkel des Obigen, erkannte zuerst die grosse Wichtigkeit dieser Erscheinung; im Jahre 1771 fing er an, sie durch eine Reihe von Versuchen näher zu untersuchen und im Jahre 1783 stellte er gemeinschaftlich mit Lavoisier in den Kellern des Observatoriums einen sehr empfindlichen Apparat auf, welcher entscheidende Resultate liefern musste. Dieser Apparat, welcher noch jetzt daselbst aufgestellt ist, hat folgende Einrichtung.

Auf dem Boden des Kellers, in einer Tiefe von 27,6 m, erhebt sich ein massiver Steinblock von 1,3 m Höhe, auf welchem ein mit feinem Sande gefülltes Glasgefäss steht; in diesem Sande steckt die Kugel eines Thermometers, dessen Theilung auf Glas geätzt ist. Das Thermometer ist von Lavoisier selbst construirt und mit wohl gereinigtem Quecksilber gefüllt; seine Kugel hat 7 cm im Durchmesser, und die Röhre ist so fein, dass ein Grad eine Länge von ungefähr 95 mm einnimmt, dass also $\frac{1}{100}$ Grad noch fast eine Länge von 1 mm hat; man kann demnach noch die Hälfte von $\frac{1}{100}$ Grad ablesen. Das Thermometer geht nur bis auf 16°C ., es hat aber oben einen kleinen Behälter, in welchen das Quecksilber hineinsteigen kann, wenn etwa die Temperatur über 16°C . steigen sollte.

Dieses Thermometer zeigt nun eine constante Temperatur von $11,82^{\circ}\text{C}$., und diese Temperatur hat sich seit einem halben Jahrhundert nicht geändert.

Die Tiefe, in welcher die jährlichen Temperaturschwankungen verschwinden, ist nicht in allen Gegenden dieselbe; sie hängt von der Leitungsfähigkeit des Bodens, vorzüglich aber auch von der Grösse des Temperaturunterschiedes der heissesten und kältesten Jahreszeit ab. In der heissen Zone Amerikas fand Boussignault schon in einer Tiefe von 5 bis 6 dcm eine constante Temperatur, weil hier die Wärme ziemlich gleichförmig über die verschiedenen Zeiten des Jahres verbreitet ist.

Wie mit zunehmender Tiefe die jährlichen Veränderungen der Temperatur abnehmen, ersieht man aus folgenden Resultaten, welche die zu Brüssel in dieser Beziehung von 1834 bis 1837 angestellten Versuche geliefert haben.

Tiefe	Schwankungen der Temperatur im Laufe eines Jahres
0,19 m	13,28° C.
0,45	12,44
0,75	11,35
1,00	10,58
1,95	7,59
3,90	4,49
7,80	1,13

Vergleicht man die Beobachtungen von Paris, Strassburg, Zürich und Brüssel, so ergibt sich, dass die jährlichen Schwankungen ungefähr in einer Tiefe von 24 m verschwinden.

Da die Wärme nur allmählich von der Oberfläche in die Tiefe eindringt, so ist klar, dass in der Tiefe das Maximum der Temperatur später erreicht wird als in der Atmosphäre, wie dies auch folgende von Forbes in Edinburg in verschiedenen Bodenarten angestellte Versuche bestätigen.

Bodenart	Jähr. Temperaturschwankung in einer Tiefe von				Zeitpunkt des Temperaturmaximums in einer Tiefe von			
	1 m	1,9 m	3,9 m	7,8 m	1 m	1,9 m	3,9 m	7,8 m
Trapp . . .	10,53° C.	6,61°	3,5°	0,80°	6. Aug.	2. Sept.	17. Oct.	8. Jan.
Sand	11,23	8,30	4,19	1,16	31. Juli	24. Aug.	7. Oct.	30. Dec.
Sandstein .	9,58	7,72	5,22	2,28	5. Aug.	19. Aug.	11. Sept.	11. Nov.

Aus diesen Versuchen ergibt sich nun auch, wie ungleich die Leitungsfähigkeit verschiedener Fels- und Bodenarten für die Wärme ist. Trapp (Dolerit) besitzt unter den drei genannten das geringste, Sandstein das beste Leitungsvermögen. In gleicher Tiefe sind im Sandstein die Schwankungen der Temperatur nicht allein grösser, sondern das Maximum der Temperatur stellt sich auch früher ein als im Sande und Dolerit.

Beobachtungen über die Erdtemperatur in verschiedenen Tiefen sind bisher namentlich angestellt in Brüssel, Edinburg, Greenwich, Paris, Madrid, München, Breslau, Eberswalde, Potsdam, Königsberg, Bonn, Dresden, Budapest, Petersburg (Pawlowsk), Jakutsk, Sidney, Cambridge (Nordamerika) und in Indien.

In Königsberg wurde zuerst eine Erdthermometerstation im botanischen Garten durch Franz Neumann im Jahre 1836 eingerichtet, und vier Jahre hindurch daran beobachtet. In vollkommenerer Weise wurde an derselben Stelle im Jahre 1872 eine Station eingerichtet, an welcher bis zum Jahre 1892 Beobachtungen angestellt sind.

Es wurden sieben Thermometer von resp. 1,26, 1,57, 1,88, 2,51, 3,77, 6,28 und 8,78 m Länge hergestellt, und so weit durch Bohrlöcher in die Erde eingelassen, dass die Mittelpunkte ihrer Quecksilbergefässe resp. 0,03, 0,31, 0,63, 1,26, 2,52, 5,02 und 7,53 m, oder nach altem

Fig. 314.

rheinischen Maasse resp. 1 Zoll, 1, 2, 4, 8, 16 und 24 Fuss unter der Oberfläche der Erde waren. Das Gefäss des kürzesten Thermometers war ein kurzer dicker Cylinder von 2,6 cm Höhe und Durchmesser; die Gefässe der übrigen Thermometer waren Cylinder von etwa 14 cm Höhe, die ungefähr $\frac{1}{4}$ kg Quecksilber enthielten. Die Glasröhren wurden aus mehreren möglichst gleichmässigen engen Capillarröhren zusammengeschmolzen, und nur für den Theil vor der Scala (circa 40 cm) wurden Röhren von etwas weiterem Caliber verwandt, um der Scala nicht eine übermässige Länge geben zu müssen. Das ganze Rohr bis zum Beginne der Scala wurde in eine Kupferröhre eingelassen, welche 2,6 cm im Lichten und 1,5 mm Wanddicke hatte und am unteren Ende zur Aufnahme des Cylinders ein etwas erweitertes Ansatzstück trug, das mit Löchern versehen war (s. Fig. 314). Der Cylinder stand auf einem im Boden des Ansatzstückes befindlichen Korke; und die Thermometerröhre wurde vor einer Beschädigung durch übermässige Biegung oder Anschlagen an das Kupferrohr durch mehrere in verschiedener Höhe angebrachte und festgeleimte Korkstückchen geschützt. Das obere Ende der Röhre war in einen Haken ausgezogen, der durch ein Loch der Scala ging, so dass diese unverrückbar an der Röhre befestigt war. Die Scala hatte eine willkürliche Eintheilung und trug ungefähr 440 Theilstriche auf 40 cm; die Reduction der Ablesungen auf Grade nach Celsius wurde vor Einsenkung der Thermometer auf das Sorgfältigste bestimmt.

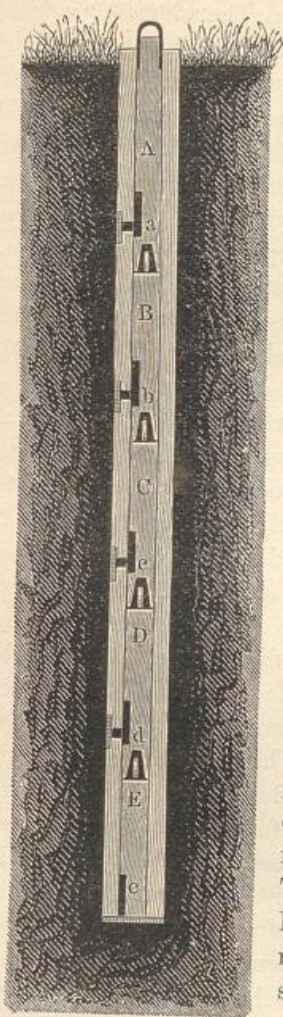
Am oberen Ende der Kupferröhre befand sich eine kleine Oeffnung, durch welche das Rohr, nachdem es in die Erde eingelassen war, gänzlich mit trockenem, feinstem Flugsande angefüllt wurde. Die Stellen, bis zu welchen die Thermometer in die Erde kommen sollten, waren vor der Einsenkung durch genaue Messungen bestimmt und durch Marken auf den Röhren bezeichnet. Die sämmtlichen Marken wurden mit Hülfe einer Wasserwaage vor dem Zuschütten der Löcher genau in eine Horizontale gebracht.

An einem Pfahle wurden ferner drei Normalthermometer angebracht. Das eine von ihnen, welches bestimmt war, die Temperatur der Luftschicht zu ermitteln, mit welcher der Erdboden in unmittelbarer Berührung stand, befand sich möglichst dicht über demselben und konnte zum Ablesen mittelst einer Schnur ohne Ende emporgezogen werden. Damit während dessen das Thermometer nicht sofort die Temperatur der höheren Luftschichten annahm, wurde der

Zwischenraum zwischen dem Cylinder und dem ihn umgebenden Korbe mit Watte ausgefüllt und der ganze Korb mit Kautschukstoff überzogen, um zu verhindern, dass bei einer Durchnässung der Watte ein Fehler in Folge der Verdunstungskälte entstand.

Das zweite der Thermometer wurde in ein mit Sand gefülltes Kupferrohr von derselben Beschaffenheit eingeschlossen, wie die Röhren der Erd-

Fig. 315.



thermometer, und befand sich mit seinem Cylinder in der halben Höhe der herausragenden Kupferrohren, deren Temperatur durch dasselbe eben gemessen werden sollte. Das dritte Thermometer war in gleicher Höhe mit der Mitte der Scalen befestigt und in eine Glasglocke eingeschlossen, ähnlich denen, welche die Scalen der Erdthermometer bedeckten. Dieses Thermometer war dazu bestimmt, die Temperatur der Scalen zu erhalten.

Die Thermometer wurden zum Schutze gegen Beschädigungen mit einem Kasten von Drahtgeflecht überdeckt, welcher in der Höhe der Scalen zwei Thüren trug, die zum Ablesen jedesmal geöffnet wurden. Alles Metall und Holz wurde mit weisser Oelfarbe gestrichen, um die Erwärmung durch die Sonnenstrahlen möglichst abzuschwächen.

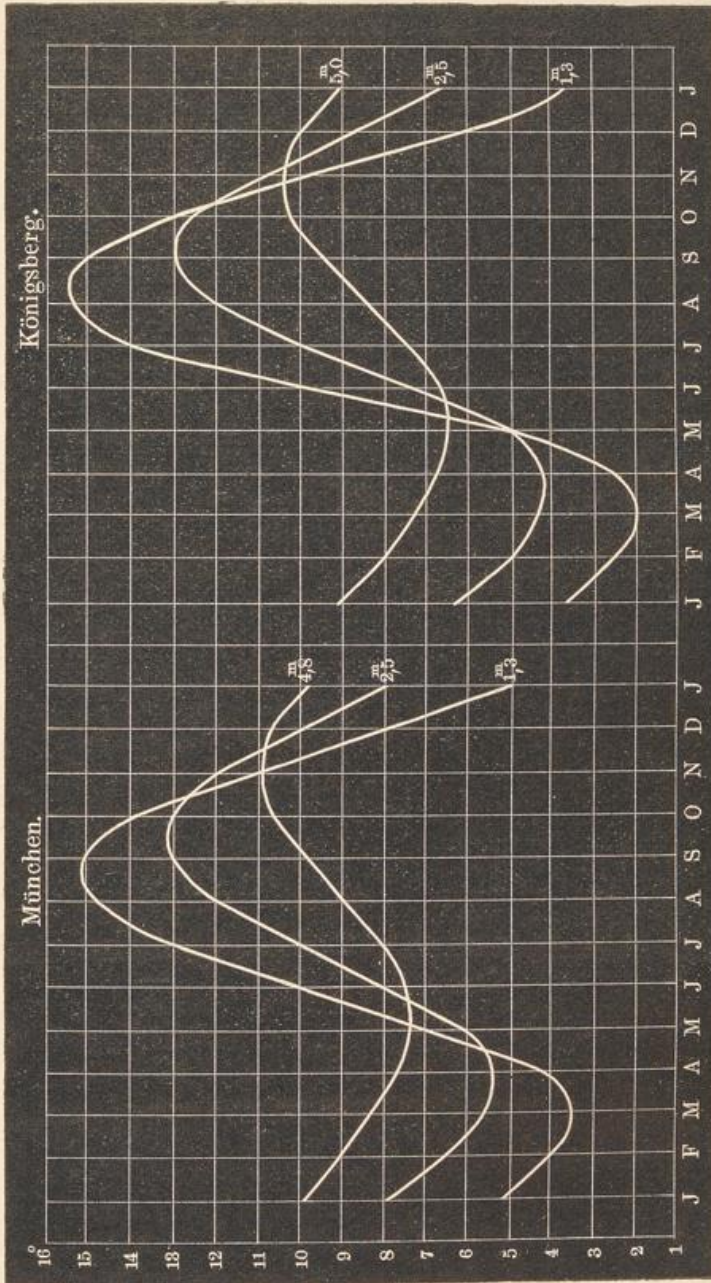
Bei der Reduction der an diesen Thermometern gemachten Ablesungen musste nothwendig darauf Rücksicht genommen werden, dass die Höhe des Quecksilberfadens nicht allein von der Temperatur des Quecksilbers im unteren Cylinder, sondern auch von derjenigen der Röhre abhängig sei. Unter der gewiss sehr nahe zutreffenden Voraussetzung, dass die Flächen gleicher Temperaturen in dem Erdboden horizontal lägen, wurden nun die Ablesungen der kürzeren Thermometer benutzt, um die Temperatur der Röhre der längeren Thermometer zu bestimmen, und so die nöthigen Daten erhalten, um die Temperatur des Erdreiches bei dem Cylinder zu ermitteln. Die Untersuchung der Thermometer, welche ihrer Einsenkung vorher ging, war eine sehr weitläufige;

es würde hier zu weit führen, auf sie näher einzugehen, und muss auf den Bericht über dieselbe von Dorn in den Schriften der Physikal.-Oekonomischen Gesellsch. in Königsberg, Jahrg. XIII, 1872, verwiesen werden.

Gegen die beschriebenen Thermometer ist der Einwand erhoben worden, dass durch die Kupferrohren die Temperatur der Luft und der oberen Erdschichten nach dem Quecksilbergefässe geleitet und dessen Temperatur beeinflusst werden kann. Von diesem Nachtheile ist die

Vorrichtung frei, welche Lamont in Bogenhausen bei München zur Untersuchung der Erdtemperatur hergestellt hat (s. Fig. 315).

Fig. 316.



In den Erdboden ist ein 6 m langes hölzernes Rohr von fast quadratischem Querschnitt (6,8 cm im Lichten) eingegraben, welches unten durch eine Kupferplatte geschlossen ist. In die Höhlung dieser Holzröhre passen fünf Holzstäbe, A, B, C, D und E. E ist 0,89 m, A ist

1,48 m, jeder der drei übrigen ist 1,18 m lang. Jeder dieser fast quadratischen Stäbe ist oben mit einem eisernen Bügel versehen, welcher in eine Höhlung des auf ihm aufsitzenden Stabes hineinragt. An der einen Seite ist in jedem dieser Stäbe eine Rinne angebracht (*a*, *b*, *c*, *d* und *e*), in welcher ein in Zehntel Grade getheiltes Thermometer mit grossem Gefässe befestigt ist. Der Thermometerkugel gegenüber ist, um die freie Mittheilung der Wärme zu vermitteln, die Wand des Holzrohres durchbohrt und die Oeffnung aussen mit einer Kupferplatte geschlossen.

Das Thermometer *a* ist 1,3, *b* ist 2,5, *c* ist 3,6, *d* ist 4,8 und *e* ist 6,0 m tief unter der Oberfläche des Bodens. Um eine Beobachtung zu machen, wird zuerst *A* hervorgezogen und das Thermometer bei *a* rasch abgelesen, ehe sich noch sein Stand ändern kann. Dann wird *B* mittelst eines an einer Schnur befestigten Hakens hervorgezogen, welcher in den am oberen Ende von *B* angebrachten Bügel eingreift, und dann rasch die Ablesung des Thermometers *b* vorgenommen u. s. w.

Zu Bogenhausen sind zwei solche Röhren dicht neben einander nordwestlich, zwei andere aber südöstlich von der Sternwarte angebracht. Die Ablesung wird daselbst einmal wöchentlich und zwar am Mittwoch vorgenommen.

Aehnliche Vorrichtungen hat Lamont construiert, um die Bodentemperatur bis zu 1,3 m Tiefe zu ermitteln. Fig. 316 (a. v. S.) stellt die Resultate der Beobachtungen in München 1861 bis 1889 und in Königsberg 1873 bis 1886 für die in 1,3 m, 2,5 m und 4,8 m resp. 5,0 m befindlichen Thermometer dar. Der Verlauf der Temperatureurven ist in beiden Fällen ein überraschend ähnlicher, nur sind in Königsberg die Unterschiede zwischen den Extremen der Temperatur etwas grösser. Die Bodenbeschaffenheit ist an beiden Orten nahezu die gleiche (Lehmboden).

In nachfolgender Tafel sind zur Vergleichung die mittleren monatlichen Lufttemperaturen und die Höhe über dem Meeresspiegel für beide Stationen gegeben:

	München	Königsberg
Januar	— 3,01 ⁰	— 3,41 ⁰
Februar	— 1,08	— 2,59
März	+ 2,30	— 0,26
April	+ 7,45	+ 5,46
Mai	+ 11,99	+ 10,81
Juni	+ 15,60	+ 15,40
Juli	+ 17,22	+ 17,22
August	+ 16,47	+ 16,53
September	+ 12,94	+ 13,05
October	+ 7,99	+ 7,67
November	+ 2,06	+ 1,86
December	— 1,55	— 1,83
Jahr:	+ 7,36 ⁰	+ 6,68 ⁰
Meereshöhe:	529 m	15,7 m

Betrachten wir jetzt die Resultate der Königsberger und Münchener Beobachtungen genauer. Die Beobachtungen wurden in Königsberg täglich dreimal, um 7 Uhr Morgens, 2 Uhr Nachmittags und 8 Uhr Abends angestellt, und zwar zeigt es sich, dass schon bei dem in 1,26 m Tiefe angebrachten Thermometer die täglichen Schwankungen der Lufttemperatur nicht mehr hervortreten. Als Mittel aus allen 14 Beobachtungsjahren ergibt sich nämlich für die vier höchsten Thermometer:

	0,03 m	0,31 m	0,63 m	1,26 m
7 Uhr Morgens . . .	6,50°	7,95°	8,22°	8,24°
2 „ Nachmittags . .	10,14	8,20	8,19	8,24
8 „ Abends . . .	7,90	8,42	8,24	8,24

Als Gesamtmittel für die sämtlichen Beobachtungen ergab sich:

Tiefe des Thermometers	Mittlere Temperatur	Tiefe des Thermometers	Mittlere Temperatur
0,03 m	8,11°	2,52 m	8,36°
0,31	8,19	5,02	8,43
0,63	8,23	7,53	8,39
1,26	8,24		

Es ist übrigens zu bemerken, dass die letzte Zahl weniger Gewicht hat als die übrigen, da das in 7,53 m Tiefe angebrachte Thermometer im Februar 1879 zerbrach, und die Beobachtungen sich daher über einen kleinen Zeitraum erstrecken. Für München hat sich ergeben:

Tiefe des Thermometers	Mittlere Temperatur
1,29 m	9,18°
2,46	9,16
3,63	9,12
4,80	9,12
5,97	9,06

Während also in Königsberg eine deutliche Zunahme der Temperatur mit der Tiefe im Betrage von etwa 0,06° C. für 1 m stattfindet, zeigt sich in München eine Abnahme, und zwar von durchschnittlich 0,03° C. für 1 m. An beiden Orten ist aber die mittlere Bodentemperatur in allen Schichten merklich höher als die mittlere Lufttemperatur. Es ist übrigens zu bemerken, dass das für München gefundene Resultat ein ziemlich vereinzelt ist; auf den meisten Beobachtungsstationen hat sich eine Zunahme der Temperatur mit der Tiefe ergeben.

Aus Fig. 316 (S. 595) ergibt sich, wie aus den schon erwähnten Beobachtungen in Edinburg, dass die Maxima und Minima der Temperaturen in der Erde um so später stattfinden, je tiefer die betreffende Erdschicht ist. Während in Königsberg im Mittel das Maximum der Lufttempe-

ratur auf die zweite Hälfte des Juli und das Minimum auf die Mitte des Januar fällt, fand sich bei dem in 7,53 m tiefen Thermometer das Maximum der Temperatur etwa für den 11. December und das Minimum für den 21. Juni, also den Extremen der Lufttemperatur beinahe entgegengesetzt. In München fand bei dem 5,97 m tiefen Thermometer das Maximum etwa am 17. November und das Minimum am 21. Mai statt.

Ob die in Königsberg etwas weiter aus einander liegenden Temperaturextreme im Vergleiche zu München der grösseren Leitungsfähigkeit der Kupferröhren zuzuschreiben sind, muss eine weitere Untersuchung lehren, welche voraussichtlich demnächst in Königsberg ausgeführt werden wird. Gegen die Lamont'sche Einrichtung der Erdthermometer lässt sich Folgendes einwenden. Der innere Holzstock *ABCDE* (Fig. 315) darf in das äussere Holzrohr nicht zu genau hineinpassen, weil sonst Klemmungen entstehen, die das rasche Ablesen der Thermometer, welches bei dieser Einrichtung ein Hauptforderniss ist, stören können. Wenn aber zwischen dem Rohre und dem Holzstocke Luft vorhanden ist, so ist es denkbar, dass ihre kältesten Theile sich möglichst tief lagern und die Angaben der Thermometer beeinflussen. Uebrigens zeigen die Bearbeitungen sowohl der Königsberger als auch der Münchener Beobachtungsreihen, dass erhebliche Fehlerquellen bei beiden nicht wirksam gewesen sind. In Pawlowsk hat man bei wesentlich der Lamont'schen Einrichtung zum Theil Röhren von Glas und Thon angewandt.

In solchen Gegenden, deren mittlere Jahrestemperatur unter dem Gefrierpunkte ist, muss in einer bestimmten Tiefe der Boden stets gefroren sein. So ist z. B. zu Jakutzk, dessen mittlere Jahrestemperatur $-11,1^{\circ}\text{C}$. ist, wie schon oben erwähnt wurde, trotz der bedeutenden Sommerwärme in einiger Tiefe der Boden beständig gefroren. In der Hoffnung, Wasser zu finden, legte Erman hier einen Brunnen an, fand aber in einer Tiefe von 15,2 m noch eine Temperatur von $-7,5^{\circ}\text{C}$.; dieser Brunnen wurde später durch Schergin bis auf 116,5 m vertieft. Folgendes sind die Temperaturen des Bodens in verschiedenen Tiefen:

6,1 m	— 10,2 ^o C.
15,2	— 8,3
91,4	— 3,9
116,4	— 3,0

Wenn man von der Bodentemperatur eines Ortes spricht, so versteht man darunter die Temperatur des Bodens in einer Tiefe, in welcher eben die jährlichen Variationen verschwinden. Solche Curven, welche die Orte gleicher Bodenwärme mit einander verbinden, hat man Isothermen genannt. Sie lassen sich bei dem äusserst lückenhaften Material nur mit sehr geringer Genauigkeit herstellen, und um ihren Lauf zu bestimmen, musste Kämtz wegen Mangel an unmittel-

baren Beobachtungen der Bodentemperatur zu Quellentemperaturen seine Zuflucht nehmen.

Nach den Beobachtungen von Schlagintweit befindet sich die Isotherme von 0° in der Tauernkette (höchster Gipfel des Gross Glockner, etwas weniger als 4000 m) in einer Höhe von 3380 m, wo das Jahresmittel der Lufttemperatur ungefähr $-7,0^{\circ}$ C. beträgt.

Innere Erdwärme. Wenn man in der Erdoberfläche über 200 den Punkt hinab vordringt, in welchem die jährlichen Temperaturschwankungen verschwinden, so findet man eine, mit wachsender Tiefe stets zunehmende Temperatur. In Bergwerken war diese Erscheinung schon lange bemerkt worden, ehe man noch regelmässige Beobachtungen darüber anstellte; die Bergleute wussten, dass in der Tiefe nicht allein die Temperaturveränderungen nicht mehr fühlbar sind, sondern dass es daselbst auch ausserordentlich warm ist.

Saussure fand zu Bex im Canton Waadt in einem Schachte, welcher seit drei Monaten von Niemandem befahren worden war, eine Temperatur von

14,4 ^o C.	in einer Tiefe von	100 m
15,6	" " " "	180
17,4	" " " "	214

Später wurden ähnliche Messungen in den Bergwerken der verschiedensten Gegenden angestellt, und alle führten zu dem gleichen Resultate, wenn sich auch nicht an allen Orten das gleiche Gesetz der Wärmezunahme herausstellte. Die in dieser Beziehung gefundenen Ungleichheiten sind aber sehr erklärlich, wenn man bedenkt, dass die verschiedenen Felsmassen, in welchen die Schachte angelegt sind, nicht gleich gute Wärmeleiter sind, dass es nicht gleichgültig sein kann, ob man von der Höhe eines Berges, von der Sohle eines Thaales oder von der Ebene aus niedergeht, dass die Tagwasser, welche in den Boden einsinken, mehr oder weniger störend auf die Regelmässigkeit der Wärmezunahme einwirken müssen.

In dem Albertischachte in Pörsbrunn, in welchem man im Jahre 1874 die Tiefe von 1000 m erreichte, fanden sich folgende Gesteinstemperaturen:

Tiefe	Temperatur	Tiefe	Temperatur
74,5 m	9,4 ^o	505,6 m	16,5 ^o
145,0	11,5	581,5	17,8
190,7	12,0	661,8	19,2
286,3	13,8	737,3	20,4
359,8	14,2	832,2	21,1
432,7	15,1	889,3	21,8

Im Durchschnitt findet sich aus diesen Messungen, dass die Temperatur für 65 m Tiefenzunahme um 1° C. steigt. Aber die einzelnen

Beobachtungen dieser Reihe ergeben schon bedeutende Differenzen, und ebenso liefern Bohrungen an verschiedenen Stellen der Erdoberfläche sehr verschiedene Resultate. Die Tiefenzunahme, welche einer Zunahme der Temperatur um 1°C . entspricht, nennt man die geothermische Tiefenstufe; dieselbe beträgt also für Pribram 65 m, während sie in einem Bohrloche in Neuffen in Württemberg nur zu 11 m gefunden wurde.

Das tiefste Bohrloch der Welt befindet sich in Sperenberg in der Nähe von Berlin; dasselbe geht 88 m durch Gyps und dann durch Steinsalz, und erreicht im Ganzen eine Tiefe von 1272 m. Es haben sich dort durch sorgfältige Messungen folgende Temperaturen gefunden:

Tiefe	Temperatur	Tiefe	Temperatur
26,7 m	9°	477,8 m	$30,9^{\circ}$
223,0	21,6	605,2	33,1
286,7	23,5	669,0	35,9
350,4	26,4	1080,0	46,5
414,1	26,9	1268,6	48,1

Geothermische Tiefenstufe = 31,8 m.

In dem Bohrloche des artesischen Brunnens zu Grenelle bei Paris fand man in einer Tiefe von 547 m die Temperatur von $27,7^{\circ}\text{C}$., und in dem zu Neusalzwerk in Westphalen in einer Tiefe von 696 m die Temperatur von $32,8^{\circ}\text{C}$.

Im Durchschnitt beträgt die geothermische Tiefenstufe etwa 33 m; doch kommen, wie schon erwähnt, bedeutende locale Verschiedenheiten vor. Namentlich nimmt in Kohlenbergwerken die Temperatur verhältnissmässig sehr rasch mit der Tiefe zu.

Sehr interessante Resultate über die Temperatur des Erdinnern hat man bei Gelegenheit des Baues des St. Gotthard-Tunnels erhalten. Die geothermische Tiefenstufe betrug im Durchschnitt etwa 50 m, und zwar war die höchste erreichte Temperatur = $30,8^{\circ}\text{C}$. Im Allgemeinen war die Temperatur dort, wo die höchsten Gesteinsmassen über dem Tunnel lagen, am grössten, doch entsprachen die Temperaturen nicht genau den Höhen der überlagernden Bergmassen, sondern unter grösseren Bergspitzen nahm die Temperatur verhältnissmässig wenig zu und unter tieferen Thälern weniger ab. Für die geothermische Tiefenstufe fand sich:

Tiefe	geothermische Tiefenstufe
301 m	24,0 m
558	42,3
1026	51,8
1165	52,5

Die Flächen gleicher Temperaturen haben demnach einen ähnlichen Verlauf wie die der Erdoberfläche, doch sind sie, wo die Erdoberfläche

gegen die Horizontale geneigt ist, weniger geneigt als diese, etwa wie Fig. 317 zeigt.

Wollten wir annehmen, dass die Temperatur des Erdinnern bis in grosse Tiefen in gleichem Verhältnisse, also um etwa 1°C . auf 33 m zunähme, so würden wir zu dem Resultate kommen, dass bei 60 km Tiefe schon eine Temperatur von über 1800°C . herrschte. Bei dieser Temperatur schmelzen aber schon fast alle uns bekannten Mineralien, und man hat daraus geschlossen, dass die Erde ihrer hauptsächlichlichen Masse nach ein glühendflüssiger Körper, und nur bedeckt von einer wenige geographische Meilen dicken festen Kruste sei. Indessen lassen sich gegen diese Annahme sehr gewichtige Bedenken erheben. Denn einestheils hat man gewöhnlich dort, wo weder Kohlenbergwerke noch irgend welche in chemischer Veränderung befindliche Gesteine vorhanden sind, wo demnach die Temperaturzunahme eine grosse Regelmässigkeit zeigt, bemerkt, dass mit grösserer Tiefe die geothermische Tiefenstufe

Fig. 317.



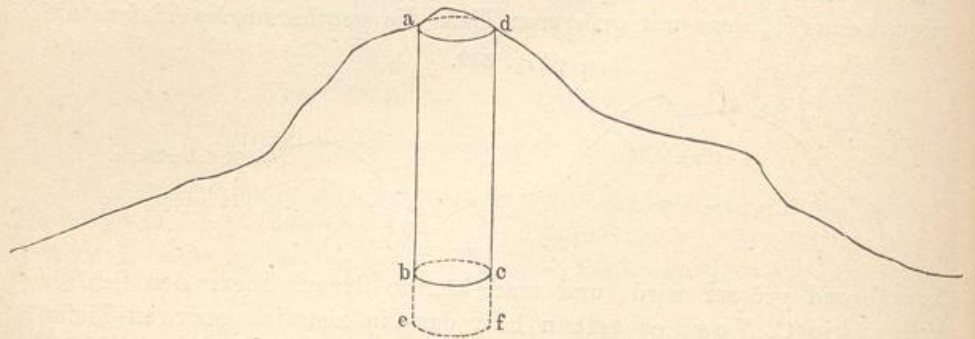
fortwährend grösser wird, und man könnte daraus sogar den Schluss ziehen, wie C. Vogt es gethan hat, dass in ziemlich geringen Tiefen die Temperaturzunahme überhaupt aufhört. Wenn man aber andererseits diesen Schluss nicht ziehen will, so ist doch zu bedenken, dass bei grösserem Drucke die Schmelztemperatur der Gesteine wächst, und dass im Innern der Erde, wo theilweise der Druck der oberen Erdschichten ein sehr beträchtlicher sein muss, schon dadurch der feste Zustand der unteren Schichten erhalten wird. Wie gross übrigens der Druck der oberen Schichten an einzelnen Stellen der Erde ist, davon kann man sich auch nicht annähernd ein Bild machen. Setzen wir z. B. den Fall, aus einem Berge sei (Fig. 318, a. f. S.) ein cylinderförmiges Stück *abcd* so ausgeschnitten, dass es sich ohne Reibung an den Seitenwänden auf- und niederbewegen könnte. Wir könnten dann, wenn wir das specifische Gewicht der Bergmasse und die Dimensionen des Stückes *abcd* kennten, genau den Druck berechnen, welchen es auf ein darunter befindliches, ebenfalls cylindrisches Stück *bcfe* des Berges ausübt.

Ganz anders liegt aber die Sache, wenn der Cylinder *abcd* fest mit dem Berge verbunden ist; er kann dann unter Umständen von den seitlich befindlichen Theilen des Berges so weit gestützt und in die Höhe gehalten werden, dass gar kein Druck auf *bcfe* stattfindet, wie z. B. eine steinerne Brücke, deren einen Bogen man durch eine Wand verschliesst, keinen Druck auf diese Wand ausübt. Man könnte sich sogar einen Grad der Consistenz der Erdkruste denken, bei welchem

sie sich wie eine dünnwandige metallene Hohlkugel, allein durch den Seitendruck ihrer einzelnen Theile im Gleichgewicht befindet, ohne auf die in ihrem Innern befindlichen Theile zu drücken. So liegen allerdings die Verhältnisse keineswegs, und es ist klar, dass z. B. die Oceane einen sehr bedeutenden Druck auf ihren Untergrund ausüben müssen.

Die Aufgabe, für jeden einzelnen Punkt der festen Erdoberfläche den Druck zu ermitteln, welchen sie in einer bestimmten Tiefe ausübt, ist demnach im Allgemeinen eine völlig unbestimmte und unlösbare, weil dieser Druck von der Beschaffenheit des Erdinnern abhängt, die wir nur unvollkommen, und von dem Seitendruck, den wir in der Regel gar nicht kennen; und wir können nur sagen, dass an manchen Stellen der

Fig. 318.



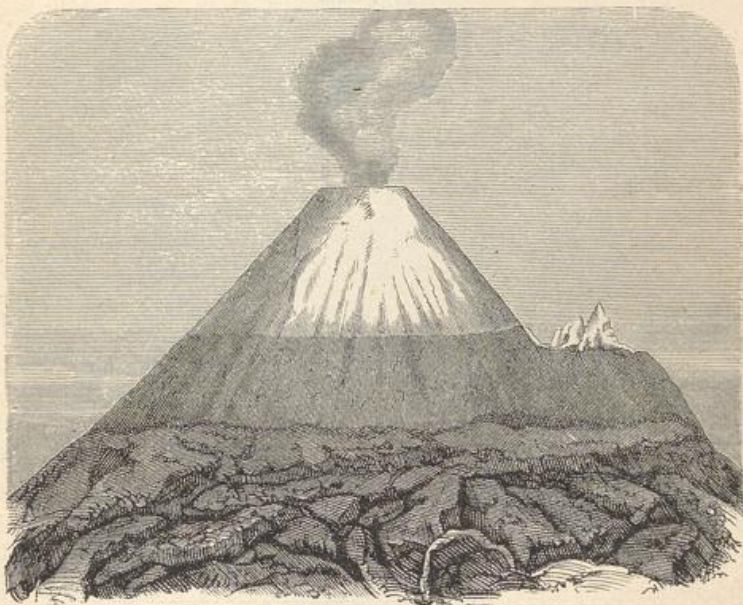
Erde der Druck ein sehr bedeutender und an anderen ein verschwindend kleiner ist.

Die schon erwähnte, früher aufgestellte Hypothese, dass die Erde im Grossen und Ganzen ein gluthflüssiger Körper und nur von einer wenige Meilen dicken Schicht überdeckt sei, ist jetzt wohl von fast allen Geologen verlassen worden. Es sprechen auch namentlich astronomische Gründe gegen die Annahme. Denn wie schon früher erwähnt wurde, wird die Präcession und Nutation der Erdachse durch die Anziehung der Sonne und des Mondes hervorgerufen, und muss in anderer Weise stattfinden, wenn die Erde ein flüssiger, als wenn sie ein starrer Körper ist, und anders, wenn sie, — im ersteren Falle, — mit einer sehr dünnen, als wenn sie mit einer dicken Kruste bedeckt ist. Untersuchungen, welche Hopkins über die Präcession und Nutation ausgeführt hat, zeigten ihm, dass die Erde entweder völlig starr, oder von einer Kruste bedeckt sei, welche eine Dicke von etwa $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{5}$ des Erdradius habe. Es wäre nun noch möglich, dass die Erde im Wesentlichen aus einer viscosen Masse bestände, keinesfalls aber kann sie bis auf wenige Meilen unter ihrer Oberfläche in flüssigem Zustande sein. Dagegen ist wohl nicht zu bezweifeln, dass sie im Innern von sehr hoher Temperatur und im Zustande einer, wengleich äusserst langsamen Abkühlung begriffen

ist. Hierauf deuten die sicher constatirten allmählichen Hebungen und Senkungen einiger Theile der Erdoberfläche, die sich nur durch eine Zusammenziehung des Innern der Erde und dadurch bewirkte Faltenbildung in den bereits abgekühlten äusseren Schichten erklären lassen.

Vulkane. In verschiedenen Gegenden der Erde findet man Berge 201 von mehr oder weniger kegelförmiger Gestalt, auf deren Gipfel sich eine trichterförmige Vertiefung, der Krater, befindet. Dieser Krater hat meist eine kreisrunde Gestalt und der Kegel, welcher ihn trägt, besteht grösstentheils aus aufgeschütteten Materialien, weshalb er als Aschenkegel bezeichnet wird. Als besonders charakteristische Beispiele solcher Krater-

Fig. 319.



berge, welche man als Vulkane bezeichnet, mag der Cotopaxi in Südamerika, Fig. 319, und der Vulkan der Insel Barren im Golf von Bengalen, Fig. 320 (a. f. S.), dienen.

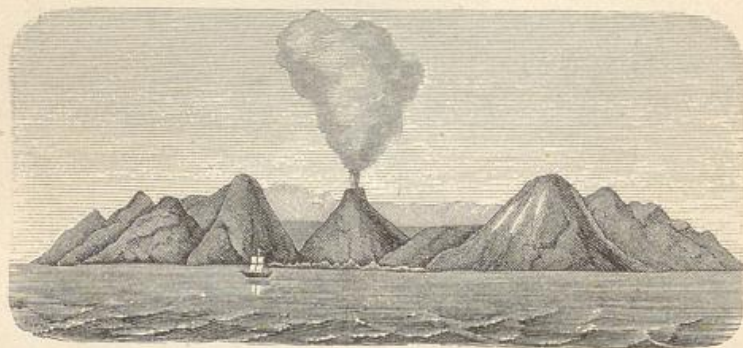
Eine Erscheinung, welche derartigen Bergen ein besonderes Interesse verleiht, sind die vulkanischen Ausbrüche oder Eruptionen, welche nach mehr oder minder langen Perioden der Ruhe stattfinden und deren normaler Verlauf im Wesentlichen folgender ist: Nach vorausgegangenem unterirdischem Getöse, welches von einer Erschütterung des Bodens begleitet ist, entsteigen dem Krater ungeheure Massen von Wasserdampf, während zugleich ein Auswurf von erdigen, steinigen, zermalnten und zerriebenen Massen, sogenannter vulkanischer Asche, stattfindet. Häufig sind diese Erscheinungen noch von dem Hervorbrechen geschmol-

zener Gesteinsmassen, der Lava, begleitet, welche, meist aus seitlichen Spalten hervorquellend, an dem Abhange des Berges herabfliessen.

In solchen Fällen, wo man, wie z. B. auf Stromboli, selbst während der Eruption, in den Krater hineinschauen kann, erblickt man denselben zum Theil mit geschmolzener rothglühender Lava erfüllt. Mächtige Dampf- und Gasblasen steigen durch die zähflüssige Masse in die Höhe, platzen mit einem puffenden Geräusch und lassen dicke weisse Dampf- wolken austreten, welche glühende Lavafetzen mitreissen. Im Krater Kirauea auf Hawai befinden sich glühende Lavaseen von 500 m Durchmesser, welche, beständig auf- und niederwogend, eine förmliche Brandung an den Kraterwänden erzeugen.

Die dem Krater entsteigenden Dämpfe breiten sich über demselben zu einer mächtigen Wolke aus, welcher unter Blitz und Donner ein

Fig. 320.



wolkenbruchartiger Regen entströmt, der in der Umgegend oft mehr Schaden anrichtet als die von dem Berge ausgeworfenen Schlackenmassen.

Die beim Platzen der Dampfblasen in die Höhe geschleuderten Schlacken bilden eine glühende Garbe, welche der pinienförmig ausgebreiteten Wolke gleichsam als Stamm dient. Dazu kommt noch, dass die aufsteigenden Dämpfe, durch die glühende Lava des Kraters erleuchtet, gleichfalls wie eine Feuersäule erscheinen.

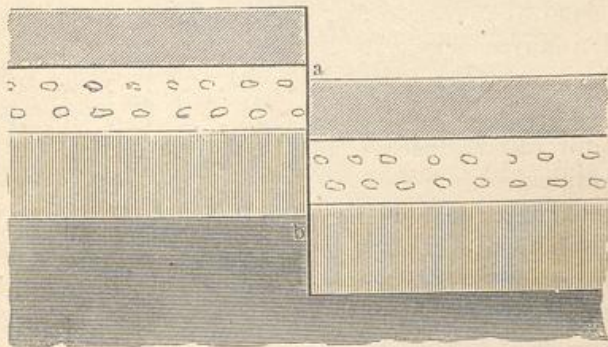
Ob bisweilen eigentliche Flammen aus dem Krater hervorbrechen, steht noch nicht völlig fest; in vielen Fällen hat man wohl die durch die glühenden Lavamassen erleuchteten Wolken, welche sich unmittelbar über dem Krater bilden, für Flammen gehalten. Doch ist es nicht ganz unwahrscheinlich, dass bisweilen auch brennbare Gase aus dem Krater ausgestossen werden und sich entzünden.

Ueber die Ursachen der vulkanischen Eruptionen sind mancherlei Hypothesen aufgestellt. Während man früher darin Ausbrüche des feuerflüssigen Erdkernes sah, ist man in neuerer Zeit theilweise dahin gekommen, als Ursache der Ausbrüche und der dabei sich zeigenden grossen Erhitzung innerer Erdtheile rein chemische Wirkungen zu sehen, die in Folge des Einwirkens von Meereswasser in tiefer gelegene Theile

der Erde entstehen. Eine dritte, und wohl die wahrscheinlichste Hypothese, beruht auf folgenden Betrachtungen:

Dass die Erde einst ein Gasball, später ein feuerflüssiger Körper gewesen, und durch allmähliche Abkühlung in den jetzigen Zustand gekommen ist, müssen wir nach den Erscheinungen der übrigen Gestirne annehmen, welche sich theils noch im gasigen Aggregatzustande befinden, wie manche Nebelflecke, theils im gluthförmigen, wie die Sonne, und theilweise völlig erkaltet sind, wie unser Mond. Die überall beobachtete Zunahme der Temperatur nach dem Erdinnern hin lässt ferner darauf schliessen, dass in grossen Tiefen die Abkühlung noch nicht vollendet ist, und die rasche Zunahme der Temperatur nach dem Erdinnern macht es sehr wahrscheinlich, dass sie in grossen Tiefen sehr bedeutend ist. Dagegen ist dort auch der Druck der oberen Gesteinsmassen sehr beträchtlich, und wenn auch nicht überall gleich gross, so doch vermuthlich im

Fig. 321.



Allgemeinen von einem solchen Betrage, dass durch ihn der Uebergang der leichter schmelzbaren Gesteine in den flüssigen Zustand verhindert wird. Es wird also vermuthlich der innere Erdkörper theilweise gänzlich erstarrt, theilweise von einer viscosen Masse sein, und letztere kann sich an solchen Stellen, wo der Druck der Erdoberfläche ein geringer ist, in eine flüssige Masse verwandeln. Nun haben sich in den oberen Erdschichten im Verlaufe ihrer Abkühlung und Zusammenziehung manche sogenannte Bruchflächen gebildet, in der Regel in der Weise, dass eine Gruppe horizontaler Schichten längs einer verticalen Fläche durchbrach und der eine Theil sich senkte, etwa wie in Fig 321 schematisch angedeutet ist. Bei solchen Bruchstellen wie *ab* wird nun häufig der Druck der oberen Schichten ein besonders geringer sein; und kann sich soweit verringern, dass die heisse Masse des Erdinnern in den flüssigen Aggregatzustand übergeht und in der Bruchspalte in die Höhe dringt. Dieses Aufquellen kann noch besonders befördert werden dadurch, dass Gase, welche in dem festen Gestein gebunden waren, nunmehr frei werden, sowie auch durch Entwicklung von Dämpfen, welche in Folge des Einsickerns von Wasser in die tiefer gelegenen Regionen der Erde stattfindet.

Eine Stütze dieser Hypothese findet sich in dem Umstande, dass die Vulkane sich vorwiegend in der Nähe solcher beschriebenen Bruchflächen befinden und dass meistens während der Eruptionen Wasserdämpfe dem Krater entströmen. Bruchflächen finden sich aber häufig bei den Ufern der Meere, und somit würde es auch erklärlich sein, dass die überwiegende Anzahl von Vulkanen sich in nicht sehr grosser Entfernung vom Meere befindet.

Die Vertheilung der Vulkane über der Erde ist nach Neumayr etwa folgende:

Festland von Europa (Vesuv)	1
„ „ Afrika	17
„ „ Nordamerika	23
„ „ Centralamerika	26
„ „ Südamerika	37
„ „ Asien	15
Inseln des Mittelländischen Meeres	6
Island	9
Jan Mayen	2
Azoren	6
Kanaren	3
Kapverdische Inseln	1
Antillen	6
Submarine Vulkane im Atlantischen Ocean	3
Westindien	5
Feuerland	1
Aleuten	31
Kurilen	10
Neuseeland	3
Vulkane im Stillen Ocean	26
Neuguinea	5
Japan	17
Zwischen Japan und den Philippinen	8
Philippinen, Molukken, Sundainseln	49
Vulkane im Indischen Ocean	6
Kontinentale und küstennahe Inseln Afrikas	10
Südliches Eismeer	2

Zusammen 328

Die meisten Vulkane bieten abwechselnd Perioden der Ruhe und der Thätigkeit dar, und es scheint, dass die Intensität der Ausbrüche einigermaassen im umgekehrten Verhältniss zur Häufigkeit derselben steht. Die heftigsten Ausbrüche finden stets nach einer längeren Periode der Ruhe statt. Den Vesuv betrachteten die Alten für einen ausgebrannten Vulkan, bis der pompejanische Ausbruch seine Thätigkeit mit einer Eruption wieder eröffnete, welche bis jetzt ihres Gleichen an Furchtbarkeit kaum wieder gehabt hat.

Auch die Höhe der Vulkane scheint mit der Häufigkeit der Ausbrüche in einiger Beziehung zu stehen, indem bei niedrigen Vulkanen die Ausbrüche meistens häufiger sind als bei höheren. Die Eruptionen des 925 m hohen Stromboli finden täglich, ja fast stündlich statt. Bei dem 1200 m hohen Vesuv vergeht fast kein Jahr ohne Ausbruch. Längere Intervalle bietet der 3400 m hohe Aetna, und der 5963 m hohe Cotopaxi zeigt durchschnittlich in einem Jahrhundert nur eine Eruption.

Erdbeben. Erderschütterungen, ähnlich denen, welche wir bereits 202 als ein vulkanische Ausbrüche begleitendes Phänomen kennen lernten, treten hier und da mit einer Heftigkeit auf, welche die furchtbarsten Verheerungen anzurichten im Stande ist, wie dies unter anderen folgende Beispiele darthun.

Nachdem Lima schon im Jahre 1682 durch eine Erderschütterung zerstört worden war, wurde die unglückliche Stadt am 28. October 1746 abermals durch ein Erdbeben heimgesucht. In wenigen Minuten wurden 11 Kirchen, 38 Klöster und 4000 Häuser umgestürzt und in einen Trümmerhaufen verwandelt. Von den 53000 Einwohnern retteten verhältnissmässig wenige ihr Leben.

Durch das Erdbeben, welches am 1. November 1755 in Lissabon stattfand, wurden ausser anderen Gebäuden allein 32 der grössten Kirchen umgestürzt und 30000 Menschen unter den Trümmern begraben.

In den Monaten Februar und März des Jahres 1783 wurden Calabrien und Sicilien fast täglich durch heftige Erdstösse erschüttert, deren erster am 5. Februar Messina zerstörte. In jener Unglücksperiode wurden in den genannten Gegenden 400 Städte und Dörfer zerstört, wobei im Ganzen 100000 Menschen umgekommen sein sollen.

Die Stadt Caracas wurde in den Jahren 1766, 1797 und 1812 durch Erdbeben verwüstet; Sicilien wurde 1818 abermals durch ein Erdbeben heimgesucht, welches namentlich die Stadt Catania zerstörte. Im Jahre 1822 fanden heftige Erdbeben in Syrien und Chile statt. Im December 1857 fand wieder ein heftiges Erdbeben in Calabrien statt. 1870 wurde die Griechische Landschaft Phokis, 1880 Agram und Anos, 1881 und 1883 Ischia, 1893 Zante von heftigen Erdbeben erschüttert.

Wohl jedes Jahrhundert hat eine Anzahl heftiger Erdbeben aufzuweisen, während kein Tag vergeht, an welchem nicht an verschiedenen Orten der Erde schwächere Erdbeben vorkommen.

Man hat beinahe ohne Ausnahme bemerkt, dass die heftigsten Erdbeben zugleich die kürzesten sind; die verheerendsten Stösse sind gewöhnlich nur das Werk weniger Augenblicke. Lissabon wurde im Jahre 1755 durch drei Stösse zerstört, welche in einem Zeitraum von sechs Minuten auf einander folgten. Messina wurde im Jahre 1783 durch zwei und Caracas im Jahre 1812 durch drei Stösse zerstört, welche letzteren innerhalb einer Minute stattfanden.

Jenen Hauptstößen folgen gewöhnlich andere, minder heftige Bewegungen, welche sich Wochen, ja Monate lang wiederholen. So wurden die Bewohner von Lissabon nach der erwähnten Katastrophe noch ein Jahr lang durch stets wiederkehrende Erdstöße in Furcht und Schrecken erhalten, und nach dem Erdbeben, welches im Jahre 1783 Messina zerstörte, war der Boden in Calabrien noch sechs Jahre hindurch in beständiger Aufregung.

Im Centralpunkte eines Erdbebens erleidet der Boden zunächst heftige Stöße in verticaler Richtung, welche oft noch mit Bewegungen in horizontaler Richtung combinirt erscheinen. So soll z. B. im Jahre 1883 der Erdboden in Calabrien während der Erdstöße in einer Bewegung gewesen sein, wie Sand, welcher auf einen Tisch gestreut ist, der von unten gestossen und zugleich in horizontaler Richtung hin und her gerüttelt wird. Menschen und Wohnungen wurden durch die Erdstöße in die Höhe geschleudert, um in einiger Entfernung wieder nieder zu fallen.

Aehnliche Erscheinungen werden auch von dem Erdbeben zu Riobamba (1797) berichtet.

Von dem Orte aus, welcher von den Hauptströmen eines Erdbebens getroffen wird, verbreitet sich die Erschütterung des Bodens, meist wellenartig sich ausbreitend, auf grössere Entfernungen hin. So wurde z. B. das Erdbeben von Lissabon wenigstens auf der ganzen pyrenäischen Halbinsel verspürt und der durch dasselbe verursachte Wellenschlag im Atlantischen Ocean verbreitete sich bis nach Westindien hin.

Das Erdbeben, welches am 15. Juli 1855 im Visper Thal (Canton Wallis) Häuser und Kirchen einstürzen machte, war noch in Genf, Neuchâtel, Basel und Luzern stark genug, um leichte Beschädigungen an Gebäuden hervorzubringen und wurde überhaupt noch bis Genua, Valence, Dijon, Metz, Wetzlar, Koburg und Bregenz verspürt.

Am 20. März 1861, Abends 9 Uhr, wurde zu Buenos-Ayres am Pendel einer gerade still stehenden Uhr eine deutlich bemerkbare unregelmässige Bewegung beobachtet, während die Schwingungen eines in der Ebene von Nord nach Süd sich bewegenden Regulatorpendels, dessen gewöhnlicher Gang nur $2\frac{1}{2}^{\circ}$ beträgt, bis auf 8° wuchsen. Einige Tage später kam die Nachricht, dass an demselben Tage und zu derselben Stunde die 140 deutsche Meilen entfernte Stadt Mendoza durch ein Erdbeben zerstört worden sei.

Gleich der erste Stoss dieses Erdbebens war so stark, dass die einstöckigen Häuser der Stadt einstürzten und so plötzlich, dass Niemandem Zeit blieb, ins Freie zu flüchten, und alle Einwohner, welche gerade in ihren Wohnungen waren, erschlagen oder verschüttet wurden. Ungefähr 10 000 Menschen, $\frac{3}{4}$ der ganzen Einwohnerschaft, kamen auf diese Weise um.

Durch starke Erdbeben werden nicht selten mehr oder weniger bedeutende Spalten im Boden erzeugt. So entstanden z. B. bei dem schon

mehrfach erwähnten Erdbeben von Calabrien Erdspalten, welche über eine halbe Stunde lang, an 100 Fuss breit und eben so tief waren. In einzelnen Fällen zeigten die beiden Lippen solcher Spalten eine merkliche Höhendifferenz, so dass die eine oft 15 Fuss höher war als die andere, es musste also der Boden auf der einen Seite entweder gehoben oder auf der anderen gesenkt worden sein.

Nach dem Erdbeben in Chile am 20. Februar 1835 war die Oberfläche der Felsen auf der Insel Quiriquina bei Conception wie Glas zersplittert und in einen Trümmerhaufen verwandelt.

Bei dem Erdbeben von Riobamba entstanden Klüfte, die sich abwechselnd öffneten und wieder schlossen und in welchen ganze Züge von Reitern und beladenen Maulthierern verschwanden.

Die frühere Ansicht über Ursprung und Wesen der Erdbeben ging dahin, sie ausnahmslos als ein mit dem Vulkanismus in engster Beziehung stehendes Phänomen zu betrachten und gleichsam einer Reaction des feurig-flüssigen Erdkernes gegen die ihn einhüllende feste Rinde zuzuschreiben. Diese Ansicht wird jetzt wohl kaum noch von irgend einem Geologen vertreten.

Allerdings sind mit heftigen Ausbrüchen der Vulkane gewöhnlich starke Erderschütterungen verbunden, wie z. B. schon von dem jüngeren Plinius über den Ausbruch des Vesuv vom Jahre 79 n. Chr. berichtet wird, dass er mit einem heftigen Erdbeben begann. Wir haben aber gesehen, dass auch die Vulkane keinen Beweis von einem glühend-flüssigen Erdkern geben, und dass die Annahme eines solchen überhaupt unzulässig ist.

Wenn wir aber davon ausgehen, dass die Temperatur im Inneren der Erde eine beträchtliche ist, wie dies nicht bezweifelt werden kann, dass sie aber durch Ausstrahlung allmählich, wenn auch nur sehr langsam, niedriger wird, so ist es klar, dass in Folge der dadurch eintretenden Zusammenziehung der Erde in ihren oberen Theilen Spannungen mannigfacher Art entstehen müssen. Diese Spannungen können so gross werden, dass sie zu Brüchen in den Gesteinsschichten führen, und es wurde oben gezeigt, wie in Folge solcher Brüche Vulkane entstehen können. In vielen Fällen wird es zwar zu einer Entstehung von Vulkanen nicht kommen, es müssen aber, wenn grosse Schichten von Gesteinen auseinanderbrechen, und Niveauverschiedenheiten in den einzelnen, früher verbunden gewesenen Theilen von Geschieben entstehen, nothwendig starke Erderschütterungen hervorgerufen werden. Sorgfältige Untersuchungen, welche von Seebach, Lasaulx und Anderen ausgeführt sind, auf die wir hier nicht näher eingehen können, haben gezeigt, dass durchweg, wo eine nähere Prüfung der Erdbeben möglich war, die Katastrophe, durch welche sie bewirkt waren, nur wenige Kilometer unter der Erdoberfläche stattgefunden hat.

Wir sehen also, dass Erdbeben vielfach mit den Ausbrüchen der Vulkane insofern einen Zusammenhang haben, als sie beide unter Um-

ständen durch die gleiche Ursache bewirkt werden können. Indessen können unzweifelhaft Erdbeben auch durch Ursachen entstehen, welche ausser aller Verbindung mit der Bildung und den Ausbrüchen der Vulkane stehen.

So trat z. B. Volger, welcher die Erscheinung des Erdbebens von Visp im Jahre 1855 besonders gründlich studirt hat, der Lehre vom vulkanischen Ursprunge des Erdbebens entschieden entgegen und suchte sie auf eine allmähliche Auflösung der Gesteine zurückzuführen.

Die atmosphärische Feuchtigkeit, welche kohlenstoffhaltig in das Innere der Gebirge eindringt, nagt unaufhörlich an den Schichten, auf welchen sie rinnt; ganz besonders sind diesem Auslaugungsprocess der kohlenstoffhaltige Kalk, namentlich aber der Gyps unterworfen. Durch die Quellen werden den Gebirgen enorme Massen von kohlenstoffhaltigem Kalk und Gyps entführt.

Die Menge des kohlenstoffhaltigen Kalkes, welche der Rhein jährlich an der Stadt Basel vorüberführt, würde, als dichter Kalkstein berechnet, einen Würfel von 800 Fuss Seite darstellen, und diese Masse ist den Gebirgen der Schweiz entnommen.

Noch ungleich bedeutendere Massen werden durch zahlreiche warme Quellen den Gypslagern in Wallis entführt. Die Lorenzquelle allein entführt dem Gebirge jährlich eine Gypsmasse, welche als Gypsfelsen berechnet einen Raum von 60 000 Kubikfuss einnehmen würde; diese einzige Quelle muss also im Laufe eines Jahrhunderts einen Hohlraum zwischen den Gebirgsschichten erzeugen, welche bei einer Quadratmeile Flächeninhalt etwa $\frac{1}{4}$ Fuss Höhe haben müsste.

Derartige ununterbrochene unterirdische Auslaugungen müssen aber ein allmähliches Einsinken und Niederbrechen der oberen Schichten zur Folge haben, welches dann die unmittelbare Ursache des Erdbebens ist.

Die Erdbeben, von welchen Grossgerau (zwischen Mainz und Darmstadt) vor einigen Jahren wiederholt heimgesucht wurde, bringt Mohr mit den zahlreichen Salzquellen in Verbindung, welche sich am Fusse des Taunusgebirges befinden (Wiesbaden, Soden, Homburg, Nauheim etc.). Durch diese Quellen werden unterirdische Salzlager ausgelaugt und auf diese Weise Höhlungen erzeugt, deren Einstürze jene Erdbeben zur Folge haben.

203 Erdbebenfluthen. An die vulkanischen Ausbrüche und Erdbeben schliessen sich häufig gewaltige Bewegungen der Meere, welche bisweilen mehr Unheil angerichtet haben, als die Erderschütterungen, durch welche sie hervorgerufen wurden. So erhob sich nach dem Erdbeben von Lissabon am 1. November 1755 eine Fluthwelle, welche 60 000 Menschen den Tod gebracht haben soll. Bei einem Erdbeben, durch welches am 28. October 1724 Lima zerstört wurde, überschwemmte eine Fluthwelle Callao, riss alle Gebäude nieder und vernichtete fast die gesammte Einwohnerschaft. Ausserordentlich gross ist zum Theil die Verbreitung

dieser Erdbebenwellen. So wurden nach dem Erdbeben von Arica am 13. August 1868 Fluthwellen bei Sydney, an der Küste von Neuseeland und den Sandwich-Inseln beobachtet. Nach dem Ausbruch des Krakatau am 26. August 1883 entstand eine Fluthwelle, welche bei der Landenge von Panama und der Insel Süd-Georgien, auf welcher letzteren sich zu jener Zeit eine Deutsche wissenschaftliche Expedition befand, durch die registrirenden Fluthmesser aufgezeichnet wurde. Häufig sind auch aussergewöhnliche Fluthwellen beobachtet, die mit Erdbeben oder vulkanischen Ausbrüchen zusammenhängen mögen, von denen man keine Nachricht erhalten hat. So sind am 13. März 1888 an der Westküste von Neu-Pommern die Deutschen v. Below und Hunstein, welche dorthin eine Forschungsreise unternommen hatten, einer sie überraschenden Fluthwelle zum Opfer gefallen, deren Ursache zwar nicht sicher festgestellt werden kann, aber wahrscheinlich mit einer am Grunde des Meeres stattgehabten Erderschütterung zusammenhängt. Am 14. bis 17. März 1888 wurden in Sydney und Arica ungewöhnliche Meeresbewegungen beobachtet, welche möglicherweise mit der Katastrophe vom 13. März in Verbindung standen.

In der Regel bemerkt man an den Küsten vor dem Eintreten einer Erdbebenfluth ein starkes Zurückziehen des Wassers. Bei dem Erdbeben von Lissabon wurde zuerst die Barre in Folge des Zurückweichens des Meeres trocken gelegt, dann kam das Wasser zurück, 16 m höher als sein gewöhnlicher Stand, und ergoss sich über die Stadt. Ganz ähnliche Erscheinungen sind vielfach, wenn auch nicht immer, beobachtet worden. Sie sind zum Theil dahin gedeutet worden, dass am Grunde des Meeres Einstürze weit verbreiteter Gesteinsmassen stattgefunden haben, welche eine plötzliche Erniedrigung der über ihnen befindlichen Meeresoberfläche im Gefolge hatten. Dann muss in der That das Wasser sich von allen Seiten nach dem Orte der Katastrophe hinbewegen, wodurch ein Zurückziehen an den Ufern bewirkt wird. Eine weitere Folge wird aber die Bildung eines Wellenberges an demselben Orte der Meeresoberfläche sein, wo vorher sich eine Vertiefung befand; — das Wasser wird wieder nach allen Seiten zurückströmen; es wird im Centrum der Bewegung wieder ein Wellenthal entstehen u. s. w., bis nach einer Reihe solcher Oscillationen allmählich wieder das Gleichgewicht in der Oberfläche des Meeres eintritt.

Die Geschwindigkeit, mit welcher sich die Erdbebenwellen fortbewegen, hängt von der Tiefe des Gewässers ab, und ist, wie Hochstetter an der Erdbebenwelle des Erdbebens von Arica (13. August 1868) und Geinitz an derjenigen des Erdbebens von Iquique (9. Mai 1877) nachgewiesen, genau gleich der Geschwindigkeit derjenigen Wellen, welche durch die Mondfluth bewirkt werden.

Quellentemperatur. Das als Regen, Schnee, Thau u. s. w. aus 204 der Atmosphäre auf den Boden gelangende Wasser kehrt theilweise durch Verdunstung wieder in die Luft zurück, theilweise wird es durch den

Vegetationsprocess consumirt, ein sehr bedeutender Theil aber sickert in den Boden ein, um an tieferen Stellen als Quellen hervorzubrechen. Das Wasser sickert in einem lockeren Boden nieder, bis es auf eine Lehm- oder Felsenschicht gelangt, die ein weiteres Vordringen hindert; entweder wird es nun auf diesen mehr oder weniger geneigten Schichten fortfließen, bis es am Ausgange derselben als Quelle erscheint, oder es folgt den Felsspalten und Klüften, auf welchen es endlich wieder einen Ausweg findet. Jedenfalls nimmt das Wasser allmählich die wenig veränderliche Temperatur der Erd- und Felsschichten an, mit denen es längere Zeit in Berührung steht, und so kommt es denn, dass die Temperatur der Quellen fast das ganze Jahr hindurch ziemlich constant bleibt, wenigstens wenn sie einigermaassen wasserreich sind. Die Temperaturschwankungen solcher Quellen betragen im Laufe eines Jahres höchstens 1 bis 2°; ihre höchste Temperatur erreichen sie auf unserer Hemisphäre im September, ihre niedrigste im März.

Die mittlere Temperatur dieser Quellen ist, wie die der Erdschichten, aus welchen sie kommen, meist wenig von der mittleren Lufttemperatur des Ortes verschieden, an welchem sie hervorbrechen; in der Regel ist die Quelltemperatur etwas höher, und dieser Ueberschuss steigt in höheren Breiten, wie Wahlenberg gezeigt hat, auf 3 bis 4°; dagegen machen es die Beobachtungen, welche in der heissen Zone gemacht wurden, wahrscheinlich, dass dort die mittlere Quelltemperatur etwas niedriger ist als die mittlere Lufttemperatur.

Es ist demnach klar, dass die Wärme der Quellen nicht allein nach den Polen hin, sondern auch mit der Erhebung über die Meeresfläche abnimmt, wie auch die folgenden Beispiele darthun.

Quelle zu:	Höhe über dem Meerespiegel in Metern	Temperatur
Enontekis (Lappland)	520	1,7° C.
Umea (Schweden)	32	2,9
München	500	9
Krün (Isarthal)	820	7,5
Rigi Kaltbad	1441	6,3
Erste Isarquelle	1860	3,4
Hochthor (Pass zwischen Möll- u. Rauristhal) .	2640	1,9
Im Stollen der Goldzeche (Bergwerk auf der grossen Fleuss im Möllthale)	2880	0,8

Die hier zusammengestellten Quelltemperaturen sind theils von Wahlenberg, theils von Schlagintweit beobachtet (Pogg. Ann. LXXVII).

Wenn das Wasser bis zu grösseren Tiefen unter die Erdoberfläche eindringt und dann auf Canäle trifft, in welchen es durch den hydrostatischen Druck wieder in die Höhe gehoben wird, so wird es aus der Tiefe auch eine sehr hohe Temperatur mitbringen, wie man sie in der That auch an solchen Quellen beobachtet, welche mit dem Namen der Thermen bezeichnet werden. In der folgenden Tabelle sind die Temperaturen einiger bekannteren Thermalquellen angegeben.

Pfäfers	37,2° C.	Ofen	64,0° C.
Wildbad	37,5	Mehadia (Ungarn)	64,0
Barèges	40,0	Baden-Baden	67,5
Aachen	44 bis 57,5	Wiesbaden	70,0
Bath	46,25	Karlsbad	75,0
Gastein	48,1	Burtscheid	77,5
Teplitz	49,4	Katharinenquellen im Kau-	
Leuck	50,2	kasus	88,7
Aix in Savoyen	54,3	Trincheros in Venezuela	97
Ems	56,25		

Solche Quellen sind ein unwiderlegliches Zeugniß für die höhere Temperatur, welche im Inneren des Erdkörpers herrscht.

Die periodischen Springquellen Islands. Ganz besonders 205 merkwürdige Erscheinungen bieten manche der zahlreichen heissen Quellen Islands dar. Die ganze Insel ist vulkanischen Ursprungs. Unabsehbare Schneefelder decken die Kuppen der isländischen Gebirge, von denen sich gewaltige, meilenbreite Gletscher herabsenken. Ungeheure Wassermassen brechen aus den Spalten und Gewölben dieser Gletscher hervor oder stürzen sich in Cascaden von den Eiswänden herab. Trifft nun das abziehende Wasser auf vulkanische Klüfte und Spalten, so wird es durch dieselben jenen Tiefen zugeführt, wo unter dem Einfluss der vulkanischen Bodenwärme eine Erhitzung und Dampfbildung erfolgt. Das Wasser, durch die vereinigte Kraft der Dämpfe und des hydrostatischen Druckes gehoben, bricht alsdann in mächtigen Thermen hervor.

Die isländischen Mineralquellen zeichnen sich durch einen grossen Gehalt an Kieselerde aus; sie zerfallen in saure und alkalische Kieselerdequellen, und die letzteren sind es, deren grossartige und eigenthümliche Erscheinungen wir näher betrachten wollen.

Die äusserst schwach alkalische Reaction dieser Quellen rührt von Schwefelalkalien, sowie von schwefelsaurem Kali und Natron her, welche der Kieselerde zum Lösungsmittel dienen und die für diese Quellen so charakteristischen Bildungen von Kieseltuff bedingen.

Die ausgezeichnetste unter den periodischen Springquellen Islands ist ohne Zweifel der grosse Geysir. Auf dem Gipfel eines aschgrauen, aus Kieseltuff gebildeten Kegels befindet sich ein flaches Becken von

16 m Durchmesser, in dessen Mitte sich ein Rohr von etwa 3 m Durchmesser bis in eine Tiefe von 23 m vertical hinabsenkt.

Fig. 322 ist eine Ansicht des Geysirbeckens, in dessen Mitte man die Mündung des Geysirrohres erblickt. Fig. 323 stellt einen verticalen Durchschnitt des Geysirrohres dar. Die ganze Tiefe des Wassers, von

Fig. 322.



der Oberfläche bis zum Boden des cylindrisch gezeichneten Rohres beträgt 23 m.

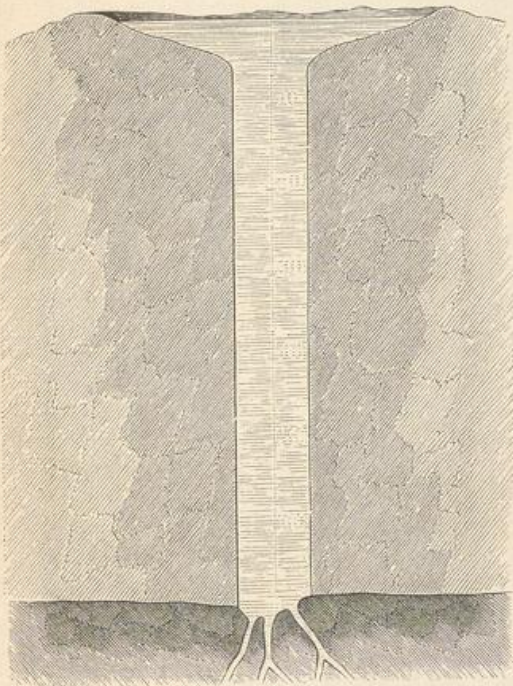
Unter den gewöhnlichen Verhältnissen ist das Becken mit krystallklarem, seegrünem Wasser gefüllt, welches in kleinen Abflussrinnen auf der Ostseite des Kegels abfließt.

Von Zeit zu Zeit lässt sich ein unterirdisches Donnern hören, das Wasser im Becken schwillt an und grosse Dampfblasen steigen auf, welche an der Oberfläche zerplatzen und das siedende Wasser einige Fuss hoch in die Höhe werfen.

Darauf wird es wieder still. In regelmässigen Zwischenräumen von 80 bis 90 Minuten wiederholt sich dieselbe Erscheinung, bis endlich eine grossartige Eruption erfolgt. Das Wasser im Bassin schwillt höher an, und nach wenigen Augenblicken schießt ein Wasserstrahl, in feinen,

blendend weissen Staub gelöst, senkrecht bis zu einer Höhe von 25 bis 30 m in die Luft; der ersten folgt eine zweite, eine dritte noch höher aufsteigende Wassersäule nach. Ungeheure Dampfwolken wälzen sich über einander und verhüllen zum Theil die Wassergarbe. Kaum ist der letzte, alle vorhergehenden an Höhe übertreffende, manchmal Steine aus der Tiefe mit emporschleudernde Wasserstrahl in die Höhe geschossen, so stürzt die ganze Erscheinung, nachdem sie nur wenige Minuten gedauert hatte, in sich zusammen, und nun liegt das vorher ganz mit Wasser gefüllte Bassin trocken vor den Augen des herannahenden Beob-

Fig. 323.



achters, der in dem Rohre, etwa 2 m unter dem Rande, das Wasser ruhig und still erblickt.

Allmählich fängt das Wasser im Rohre wieder an zu steigen und nach einigen Stunden ist es wieder bis zum Ueberlaufen gefüllt. Die Detonationen stellen sich aber erst vier bis sechs Stunden nach der Entleerung des Beckens wieder ein, und nehmen alsdann ihren regelmässigen Verlauf bis zur nächsten grossen Eruption, welche oft mehr als einen Tag auf sich warten lässt.

Fig. 324 (a. f. S.) stellt eine Eruption des grossen Geysirs dar. Sie ist nach

einem naturgetreuen Oelgemälde copirt, welches Bunsen von seiner isländischen Expedition mitbrachte.

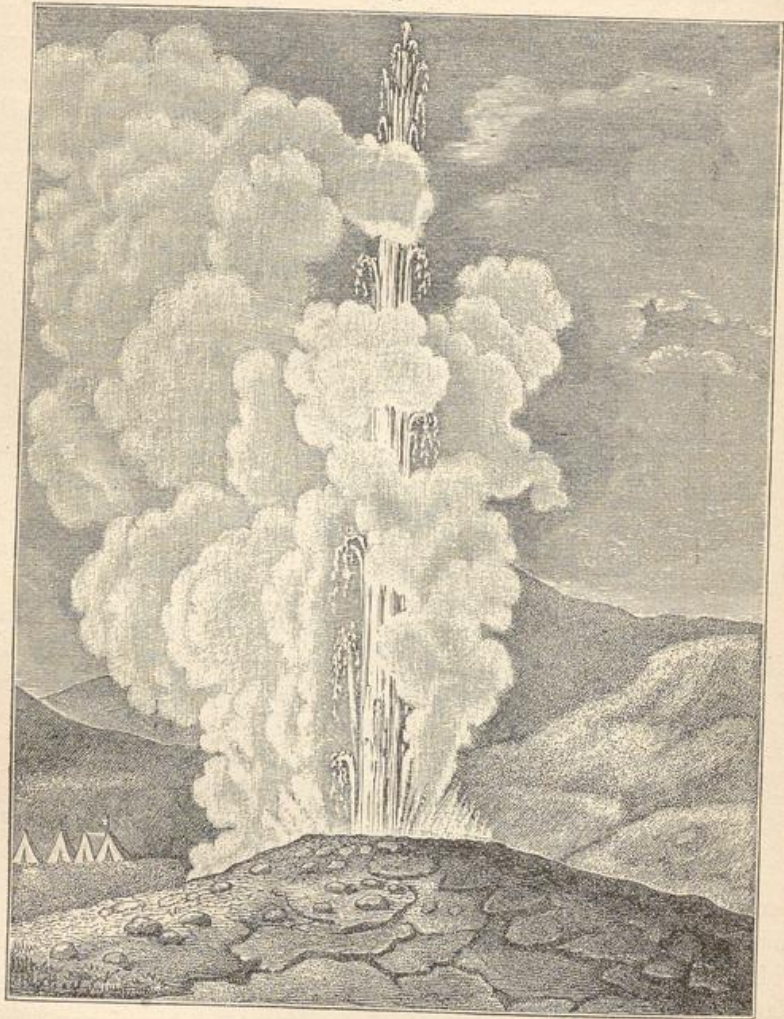
Einige hundert Schritte südwestlich vom grossen Geysir liegt eine zweite periodische Springquelle, welche der Strokkur (das Butterfass) genannt wird. Der Strokkur hat keinen Eruptionskegel von Kieseltuff; sein Rohr ist trichterförmig und hat oben einen Durchmesser von $2\frac{1}{2}$ m, während es in einer Tiefe von 8 m nur noch 25 cm weit ist. In einer Tiefe von 13 m stösst das Senkblei auf Hindernisse.

Das Wasser des Strokkur steht 3 bis 4 m unter der Mündung des Trichters; es hat also keinen Abfluss und ist in einem beständigen heftigen Sieden begriffen. Die Eruptionen des Strokkur sind häufiger als die des grossen Geysirs, während die jedesmal geförderte Wassermasse ungleich geringer ist. Durch die Ausbrüche des Strokkur werden stoss-

weise nacheinander mehrere, in den feinsten Staub aufgelöste Wasserstrahlen bis zu einer Höhe von 40 bis 50 m in die Höhe geschleudert, bis nach einigen Minuten kleinere Strahlen das Schauspiel beschliessen.

Ganz in der Nähe des grossen Geysirs und des Strokkir liegen noch gegen vierzig heisse Quellen, welche zum Theil gleichfalls periodische

Fig. 324.



Springquellen sind, theils tiefe mit ruhigem, dunkelgrünem, heissem Wasser angefüllte Bassins bilden. Die bedeutendste unter den kleineren Springquellen spritzt ihr Wasser 7 bis 10 m hoch.

Der Litli Geysir (kleine Geysir) gehört einer anderen Thermengruppe an, welche acht Meilen südwestlich vom grossen Geysir liegt. Die Eruptionen des kleinen Geysirs, welche in Zwischenräumen von $3\frac{3}{4}$ Stunden stattfinden, sind nicht durch ein stossweises, auf eine kurze Zeitdauer beschränktes Hervorbrechen des siedenden Wassers charakte-

risirt. Ihre Annäherung giebt sich durch eine allmählich zunehmende Dampfentwicklung und durch ein unterirdisches plätscherndes Geräusch zu erkennen. Dann dringt kochender Wasserschaum hervor, der in langsamen Perioden steigend und fallend sich immer höher und höher erhebt, bis er nach etwa zehn Minuten, wo die Erscheinung ihre grösste Entwicklung erreicht hat, in vertical und seitlich aufspritzenden Garben gegen 10 bis 13 m hoch emporsteigt. Dann nehmen die Strahlen an Umfang und Höhe in ähnlicher Weise ab, wie sie sich erhoben, bis die Quelle nach abermals zehn Minuten zu ihrer vorigen Ruhe zurückgekehrt ist.

Erklärung des Geysirphänomens. Schon Lottin und 206 Robert, welche im Jahre 1836 Island besuchten, haben gefunden, dass die Temperatur der Geysircolonne von oben nach unten zunimmt. — Bunsen und Descloizeaux, welche im Jahre 1846 mehrere Monate in Island zubrachten, haben durch zahlreiche Messungen die Temperaturverhältnisse des grossen Geysirs auf das Genaueste ermittelt, und dadurch den Grund zu der schönen Theorie der Geysir-Eruptionen gelegt, durch welche Bunsen die Wissenschaft bereichert hat.

An der Oberfläche ist die Temperatur des Wassers im Geysirbecken ziemlich veränderlich und von den Witterungsverhältnissen abhängig; im Mittel beträgt sie 85° C.

Innerhalb des Geysirrohrs steigt die Temperatur, kleine Störungen abgerechnet, an jedem Punkte der Säule fortwährend von einer Eruption bis zur nächsten, wie man aus folgender Tabelle ersehen kann, welche die Resultate einer Beobachtungsreihe enthält.

Höhe über dem Boden	23 Stunden	5½ Stunden	10 Minuten	Siedepunkt für d. jedesmaligen Druck
	vor einer grossen Eruption			
0 m	123,6° C.	127,5° C.	126,5° C.	136,0° C.
9,6 „	113,0	120,4	121,8	124,2
14,4 „	85,8	106,4	110,0	117,4
19,2 „	82,6	85,2	84,7	107,0

Von unten her tritt also durch Canäle, deren Verlauf man nicht weiter verfolgen kann, das weit über 100° erhitzte Wasser langsam in das Geysirrohr ein, während an der Oberfläche des Beckens eine fortwährende Abkühlung stattfindet. Eine Folge davon ist, dass das heisse Wasser in der Mitte des Rohres aufsteigt, sich an der Oberfläche des Beckens gegen den Rand hin verbreitet und dann abgekühlt an dem Boden des Bassins nach der Röhre zurückfliesst.

Aus der Betrachtung der obigen Tabelle ersieht man nun, dass das Wasser an keiner Stelle und zu keiner Zeit eine so hohe Temperatur hat, wie sie erforderlich wäre, damit das Wasser bei dem auf ihr lastenden Drucke ins Kochen gerathen könnte.

Unmittelbar über dem Boden z. B. hat das Wasser ausser dem Druck der Atmosphäre noch eine Wassersäule von 23 m zu tragen; bei diesem Druck aber müsste es bis auf 136° erhitzt werden, wenn das Kochen beginnen sollte, während seine Temperatur hier 10 Minuten vor der grossen Eruption nur $126,5^{\circ}$, also $9,5^{\circ}$ unter dem entsprechenden Siedepunkte war.

In einer Tiefe von 13,4 m, also 9,6 m über dem Boden, wurde kurz vor einer grossen Eruption die Temperatur des Wassers gleich $121,8^{\circ}$, also nur $2,4^{\circ}$ niedriger gefunden als der Siedepunkt ($124,2^{\circ}$), welcher dem auf dieser Stelle lastenden Druck entspricht.

Ogleich nun die Temperatur des Wassers im Geysirrohre im Allgemeinen nicht den dem Druck entsprechenden Siedepunkt erreicht, so können doch von Zeit zu Zeit einzelne Wasserparthien noch heiss genug in höheren Schichten ankommen, um Dampfblasen zu bilden, die aber bei fernerm Aufsteigen in die kälteren Schichten alsbald wieder verdichtet werden. Auf diese Weise entstehen dann die unterirdischen Detonationen und die Anschwellungen des Wassers im Geysirrohre, welche im vorigen Paragraphen erwähnt wurden.

Durch eine Bildung von Dampfblasen wird aber Wärme gebunden, die Temperatur der Wasserschichten, aus welchen die Dampfblase sich entwickelt, wird so weit erniedrigt, dass einige Zeit vergeht, bevor eine neue Blasenbildung erfolgen kann. Deshalb folgt auf jede mit einer Aufwallung im Becken begleitete Detonation eine Zeit der Ruhe.

Allmählich nimmt aber die Temperatur des Wassers an allen Stellen des Geysirrohres zu, die Dampfblasen werden grösser und mächtiger, so dass sie theilweise noch die Oberfläche des Wassers erreichen. Endlich aber werden die Dampfblasen mächtig genug, um eine bedeutende Wassermasse aus dem Geysirrohre hinauszuschleudern, und dies ist dann der erste Anstoss zu einer grossen Eruption. Indem nämlich durch solche Dampfblasen ein Theil der Wassersäule aus dem Rohre hinausgeschleudert wird, wird der Druck, welcher auf den tieferen Schichten lastet, so weit vermindert, dass auf einmal eine so massenhafte Dampfentwicklung stattfindet, wie sie nothwendig ist, um die Eruptionen zu bewirken, die wir oben kennen lernten.

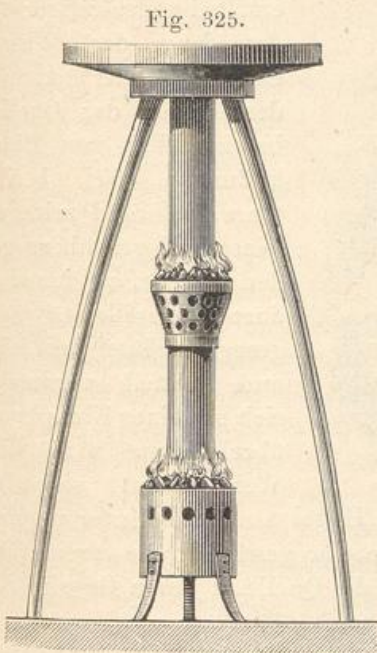
Wenn z. B. eine mächtige Dampfblase so viel Wasser aus dem Rohre hinaustreibt, dass die auf den tieferen Schichten lastende Wassersäule dadurch um 2 m verkürzt wird, so wird der Druck, welcher auf der 9,6 m über dem Boden sich befindenden Wasserschicht lastet, so weit vermindert, dass dieselbe schon bei einer Temperatur von ungefähr 120° ins Kochen gerathen kann. Da nun aber an dieser Stelle das Wasser, wie wir oben gesehen haben, die Temperatur von $121,8^{\circ}$ hat, so

ist klar, dass nun hier eine so mächtige Dampfentwicklung stattfinden muss, dass von Neuem ungeheure Wassermassen aus dem Rohre in die Höhe geschleudert werden. Dadurch werden aber auch die nächsttieferen Schichten ins Kochen gebracht, welche noch grössere Wassermassen in die Höhe treiben, bis endlich die im Rohre aufgespart gewesene Wärme so weit consumirt ist, dass keine weitere Dampfbildung mehr stattfinden kann.

Nur theilweise fällt das abgekühlte Wasser in das Bassin herab, ohne es jedoch ausfüllen zu können. Die ganze Wassersäule ist jetzt so stark abgekühlt, dass erst nach vier bis fünf Stunden die erwähnten Detonationen wieder eintreten können.

Der Sitz der Kraft, welcher die in kochenden Schaum verwandelte Wassermasse emporschleudert, ist also in dem Geysirrohre selbst und nicht, wie man früher glaubte, in unterirdischen Höhlungen zu suchen, welche abwechselnd bald mit Wasser, bald mit Dampf gefüllt sein sollten.

Wenn Bunsen's Erklärung der Geysir-Eruptionen die wahre ist, wenn er die Bedingungen des Phänomens richtig erkannt hat, so muss man auch im Stande sein, sie nachzuahmen. Der Apparat, den man zu diesem Zwecke construirt hat, ist in Fig. 325 abgebildet. Eine ungefähr 1,7 m hohe Blechröhre von 14 cm Durchmesser ist



unten geschlossen und mündet oben in ein flaches Becken von Blech, welches etwas über 70 cm im Durchmesser hat. Ungefähr in der Mitte seiner Höhe ist an diesem Rohre ein von durchlöcherem Blech gebildetes Kohlenbecken befestigt. Der ganze Apparat wird durch einen hölzernen Ring getragen, welcher auf drei Beinen ruht.

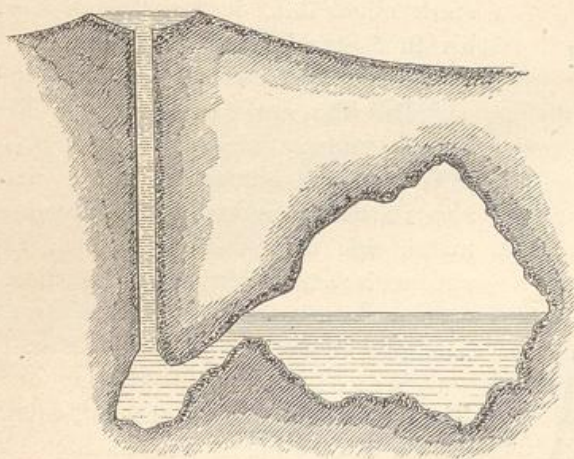
Das Rohr wird ungefähr bis zu seiner Mündung in das Becken mit Wasser gefüllt, sein unteres Ende in einen mit glühenden Kohlen gefüllten kleinen Ofen gesenkt und auch der mittlere Kohlenbehälter mit glühenden Kohlen gefüllt.

Die Wassermasse zwischen den beiden Kohlenbecken wird nun nach einiger Zeit bis zu der Siedetemperatur erwärmt sein, welche dem auf ihr lastenden Druck entspricht. Beginnt nun an der Stelle des oberen Kohlenbeckens die Dampfbildung, so werden die ersten Dampfblasen nur ein Aufwallen des Wassers im Becken bewirken, bis endlich, nach einigen solchen, gleichsam vergeblichen Versuchen, eine Eruption erfolgt, welche das siedende Wasser bis zu 1 m hoch über das Bassin in die Höhe schleudert.

Betrachten wir nun zum Schlusse noch die Bildung des Geysirrohes. Der Quellenboden ist aus Tuff gebildet, welcher durch das heisse Wasser zerlegt wird. Besonders unter dem Einflusse des kohlensauren Natrons und Kalis wird die Kieselerde gelöst, so dass die ursprüngliche Gesteinsmasse in ein Thonlager verwandelt wird, welches von den Kieselincrustationen der Quelle bedeckt ist.

Der Gehalt des Geysirwassers an kohlensaurem Kali und Natron bewirkt, dass es selbst vollständig erkaltet noch klar bleibt und eine Aus-

Fig. 326.



scheidung der Kieselerde erst bei vollständiger Verdampfung des Wassers eintritt. Daher kommt es denn, dass das Quellenbassin selbst von Kieselbildungen frei bleiben muss, während seine den Wasserspiegel überragenden Ränder, an denen die durch Capillarität eingesogene Flüssigkeit leicht und schnell verdampft, sich mit einer Kieselkruste überkleiden. Auf diese Weise baut sich das

Quellenbassin, indem es sich mit einem Hügel von Kieselsinter umgiebt, zu einer tiefen Röhre auf, die, wenn sie eine gewisse Höhe erreicht hat, alle Bedingungen in sich vereinigt, um die Quelle in einen Geysir, d. h. in eine Springquelle zu verwandeln.

Die Kieselsinterbildungen schreiten aber unaufhörlich fort, bis sie endlich im Laufe der Jahrhunderte eine Höhe erreicht haben, welche der Eruptionsthätigkeit der Quelle ein Ziel setzt, wenn endlich die von unten zugeführte Wärme nicht mehr hinreichend ist, um bei dem erhöhten Druck an irgend einer Stelle des Rohres eine Dampfbildung zu bewirken. Es entstehen dann grosse, mit heissem Wasser gefüllte Tuffreservoirs.

Etwas oberhalb des gegenwärtig in voller Thätigkeit begriffenen Quellenbezirkes des grossen Geysirs erblickt man noch mehrere solcher mit heissem Wasser gefüllte Behälter, in deren Tiefe man noch die alten Geysirmündungen durchschimmern sieht.

Die Eruptionen des Strokkur kommen wahrscheinlich in ähnlicher Weise zu Stande, wie die des grossen Geysirs, aber jedenfalls hat die Kraft, welche das Wasser in die Höhe schleudert, ihren Sitz in einer grösseren, für directe Versuche unzugänglichen Tiefe.

Anders verhält es sich mit dem Litli Geysir, dessen Erscheinungen von der Art sind, dass sie mit der von Makenzie zuerst aufgestellten Hypothese unterirdischer Dampfkessel, welche man mit Unrecht

auch zur Erklärung der Eruptionen des grossen Geysirs benutzt hat, im völligen Einklang stehen.

Fig. 326 dient dazu, die ältere Geysirtheorie zu erläutern. Eine Eruption erfolgt, wenn die in der seitlichen Höhlung angesammelten Dämpfe hinlängliche Spannkraft erlangt haben, um sich einen Ausweg durch das Geysirrohr zu erzwingen.

Die heissen Quellen Neuseelands. Während sich auf der Südinsel Neuseelands ein riesiges Alpengebirge mit schneebedeckten Kämmen und Gipfeln erhebt, ist die Nordinsel durchaus vulkanischer Natur und es ist hier das Phänomen der heissen Quellen in grossartigster Weise entwickelt.

Ungefähr im Mittelpunkte des breiteren Theiles der Nordinsel liegt 400 m über dem Meere der Taupo-See (41 km lang, 33 km breit).

An der Südspitze des Sees erhebt sich eine Gruppe von Kegelbergen, von denen Pihanga und Kakaramea (1140 und 940 m über dem Meere) die höchsten sind. Beide Krater gelten als erloschen, allein die vulkanischen Kräfte der Tiefe sind noch keineswegs zur Ruhe gekommen, denn am nördlichen Abhang und am Fusse des Kakaramea dampft, brodelt und kocht es an mehr als hundert Stellen.

Der ganze nördliche Abhang des Kakaramea-Berges scheint von heissem Wasser weich gekocht und im Abrutschen begriffen zu sein. Aus allen Sprüngen und Klüften dieser Bergseite strömt heisser Wasserdampf und kochendes Wasser mit einem fortwährenden Getöse, als wären Hunderte von Dampfmaschinen im Gange.

Das Hauptquellengebiet dieser Gegend liegt jedoch am Nordwestabhang des Pihanga bei dem Maori-Dorfe (Maori ist der Name der eingeborenen Bevölkerung) Tokanu an dem Flusse gleiches Namens.

Die gewaltige, weithin am See sichtbare Dampfsäule, die man bei Tokanu aufsteigen sieht, gehört dem grossen Sprudel Priori an. Aus einem tiefen Loche an der linken Uferwand des Tokanu-Flusses steigt eine siedend heisse Wassersäule von 70 cm Durchmesser, stets unter starker Dampfentwicklung 2 bis $3\frac{1}{2}$ m hoch wirbelnd in die Höhe. Nach Aussage der Eingeborenen soll das Wasser oft mit gewaltigem Getöse mehr als 13 m hoch ausgeworfen werden. In der Nähe des Priori-Sprudels befinden sich zahlreiche, mit chalcedonartigem Kieselsinter überzogene Kessel, welche mit fortwährend kochendem, klarem Wasser oder mit einem graulich- weissen Schlamm gefüllt sind. In kleineren Löchern, wo nur heisser Wasserdampf ausströmt, steigt das Thermometer auf 98°C . Die Eingeborenen benutzen solche Dampföcher zum Kochen und haben besondere Hütten für den Winter auf dem warmen Grunde errichtet. Sie nennen die heissen Quellen Puia und unterscheiden Papa-Puia, die Quellen mit klarem Wasser, welche Kieselsinter absetzen, und Uku-Puia, die kochenden Schlammfühle, und kleinen Schlammvulkane. Die zum Baden geeigneten Quellen,

dere Wasser nie die Siedehitze erreicht, und alle warmen Bäder heissen Waiairiki.

Wie das Südende, so ist auch das nördliche Ende des Sees durch warme Quellen bemerkenswerth, welche am Fusse des malerischen Tauhara-Berges entspringen. Wohl auf eine Meile Erstreckung, dem Ufer entlang, dampft der See, als wäre es ein See heissen Wassers. Hochstetter fand hier die Temperatur des Seewassers gleich 38° C.

Der nördlichsten Spitze des Taupo-Sees entströmt der Waikato, welcher alsbald zum mächtigsten Strom der Nordinsel anschwillt. Nach seinem Ausfluss aus dem See strömt er ungefähr vier Meilen weit in nordöstlicher Richtung hin, um sich alsdann in einem grossen Bogen nordwestlich zu wenden und in ein Bergland einzutreten, welches er in enger Felsschlucht durchbrochen hat. Hier nun befinden sich die Puias von Orakeikorako, welche eines der interessantesten Quellengebiete jener Gegend bilden. Hochstetter beschreibt das Schauspiel, welches sich ihm hier darbot, in folgender Weise:

„Reissenden Laufes, Stromschnelle hinter Stromschnelle bildend, stürzt sich der Waikato durch ein enges, tief zwischen steil emporsteigenden Bergen eingerissenes Thal; — an den Ufern aber steigen weisse Dampfwolken auf, von heissen Cascaden, die in den Fluss fallen, und von Kesseln siedenden Wassers, die von weissen Steinmassen umschlossen sind. Dort steigt eine dampfende Fontaine in die Höhe und sinkt wieder nieder; jetzt erhebt sich an einer anderen Stelle eine zweite Fontaine. Auch diese hört auf, dort aber fangen zwei zu gleicher Zeit an zu springen, die eine ganz unten am Flussufer, die andere gegenüber auf einer Terrasse, und so dauert das Schauspiel wechselnd fort. — — — Ich fing an, alle die einzelnen Stellen zu zählen, wo ein kochendes Wasserbecken sichtbar war oder wo eine Dampfwolke ein solches andeutete. Ich zählte 76 solcher Punkte, ohne jedoch das ganze Gebiet übersehen zu können, und darunter sind viele intermittirende geysirähnliche Springquellen, welche periodische Wassereruptionen haben.

„Dieses Quellengebiet erstreckt sich dem Waikato entlang etwa eine englische Meile weit an beiden Ufern des Flusses. Der grössere Theil der Quellen liegt am rechten Ufer, ist aber äusserst schwer zugänglich. — — Ich musste mich auf eine nähere Besichtigung der am linken Flussufer dicht unter dem Dorfe (Orakeikorako) liegenden Quellen beschränken.

„Eine grosse 120 Schritt lange und eben so breite, aus weisslichem Kieselsinter bestehende Felsplatte, die sich bis in den Waikato hineinzieht, eine wahre Sprudelschale, umfasst einige der merkwürdigsten und bedeutendsten Quellen des ganzen Gebietes, vor allem die Puia te mimi a Homaiterangi. Sie liegt dicht am Flussufer auf einem blasenförmig erhobenen Theil der Sprudelschale. — — Meine Reisegefährten Haast und Hay wollten sich am frühen Morgen den Genuss eines Bades im Waikato verschaffen und hatten eben ihre Kleider in der Nähe eines Bassins voll siedenden Wassers niedergelegt, als sie plötzlich neben sich

eine heftige Detonation vernahmen und sahen, wie das Wasser im Becken mächtig aufwallte. Erschreckt sprangen sie zurück und hatten eben noch Zeit, einem Giessbad siedend heissen Wassers zu entrinnen; denn aus dem Bassin wurde jetzt unter Zischen und Brausen eine dampfende Wassersäule in schiefer Richtung gegen 20 Fuss in die Höhe geworfen. Noch in grösster Aufregung erzählten mir meine Gefährten ihr Abenteuer mit dem heimtückischen Geysir; als ich aber zur Stelle kam, war längst wieder alles ruhig und in dem 4 bis 5 Fuss weiten kesselförmigen Becken sah ich krystallhelles Wasser nur leicht aufwallen. Es zeigte eine Temperatur von 94°C . — — — Die erste Wasser-Eruption, welche ich selbst beobachtete, erfolgte um 11 Uhr 20 Minuten Vormittags. Das Becken war kurz vor der Eruption bis zum Rande voll. Unter deutlich vernehmbarem, murmelndem Geräusche in der Tiefe des Beckens kam das Wasser in immer heftigeres Kochen und wurde dann plötzlich unter einem Winkel von 70° in südöstlicher Richtung 20 bis 30 Fuss hoch ausgeworfen. Mit dem Wasser brachen unter zischendem Gebrause gewaltige Dampfmassen aus dem Kessel hervor, welche die Wassergarbe theilweise verhüllten. Dies dauerte $1\frac{1}{2}$ Minuten, dann nahm die auswerfende Kraft ab, das Wasser sprang nur 1 bis 2 Fuss hoch und nach zwei Minuten hörte unter einem dumpfen gurgelnden Geräusch das Wasserspiel ganz auf. Als ich jetzt an das Bassin herantrat, war es leer und ich konnte 8 Fuss tief hinabsehen in ein trichterförmig sich verengendes Loch, aus dem unter Zischen Wasserdampf entwich.

„Allmählich stieg das Wasser wieder; nach zehn Minuten war das Becken von Neuem voll und um 1 Uhr 36 Minuten fand eine zweite, um 3 Uhr 10 Minuten eine dritte Eruption statt.

„Der Absatz dieser, wie aller umliegenden Quellen ist Kiesel-sinter, der frische Absatz ist gelatineartig; allmählich erhärtet er zu einer zerreiblichen, sandig sich anführenden Masse. — — —

„Zu beiden Seiten des beschriebenen Sprudelgebietes flussauf- und flussabwärts liegen, im Gebüsche der Uferbänke verborgen, zahlreiche kochende Schlammtümpel, denen man sich nur mit der grössten Vorsicht nähern kann, da der erweichte, von keiner Sinterdecke geschützte Boden nachgiebt. — — —“

Sieben Meilen nordöstlich vom Taupo-See liegen nahe zusammen einige kleinere Seen, welche durch landschaftliche Schönheit ausgezeichnet sind und von denen der Rotorua, der westlichste, einer der grössten ist. Am Süden des Rotorua befindet sich ein weiteres Gebiet heisser Quellen, von welchen sieben bis acht periodische Wassereruptionen haben, also geysirähnliche Springquellen sind. Die Anzahl der kleineren Sprudel, der kochenden Schlammkessel, der Schlammvulcane und Solfataren, die auf diesem Gebiete liegen, muss nach Hunderten gezählt werden.

Wenden wir uns nun zum Schluss zum berühmten Rotomahana, dessen Wunder alles andere weit übertreffen, was Neuseeland an heissen Quellen bietet.

Der Rotomahana, d. h. der warme See, liegt im Südosten des Seedistrictes und zwar südlich vom Tarawera-See. Er ist ungefähr 1400 m lang und etwa 470 m breit. Ausser einer grossen Anzahl kleinerer heisser Quellen, welche an unzähligen Punkten zu Tage treten, liegen um den Rotomahana etwa 25 grössere Quellenbassins, deren heisses Wasser in den See strömt, wodurch dasselbe so erwärmt wird, dass es am Nordende als ein Bach von 26°C . abströmt, während am Südende Bäche von 9 bis 10°C . einströmen.

Das Hauptinteresse knüpft sich an das östliche Ufer des Sees. Da liegen die bedeutendsten Quellen, unter welchen Te Tarata am nordöstlichen Ende des Sees obenan steht. Dieser gewaltige kochende Sprudel mit seinen weit in den See hineinragenden Sinterterrassen ist das wunderbarste unter den Wundern des Rotomahana. Etwa 27 m hoch über dem See, an einem farnbewachsenen Hügelabhang, an welchem an zahlreichen durch Eisenoxyd gerötheten Stellen heisse Wasserdämpfe entweichen, liegt in einem kraterförmigen, nach der Seeseite offenen Kessel mit steilen, 10 bis 13 m hohen Wänden das grosse Hauptbassin des Sprudels. Es ist 27 m lang und 20 m breit und bis zum Rande gefüllt mit vollkommen klarem Wasser, welches in dem schneeweiss übersinterten Becken wunderschön blau erscheint. Am Rande des Bassins fand Hochstetter die Temperatur von 84°C ., in der Mitte aber, wo das Wasser fortwährend mehrere Fuss hoch aufwallt, wird es die Siedehitze haben. Ungeheure Dampfwolken wirbeln auf und verhindern meist den Ueberblick der ganzen Wasserfläche.

Der Eingeborene, welcher Hochstetter als Führer diente, versicherte, dass bisweilen plötzlich die ganze Wassermasse mit ungeheurer Gewalt ausgeworfen werde und dass man alsdann 10 m tief in das leere Bassin blicken könne, welches sich aber schnell wieder fülle. Nur bei heftigem, lange anhaltendem Ostwinde sollen solche Eruptionen vorkommen.

Das Wasser reagirt neutral, hat einen schwach salzigen Geschmack und besitzt in hohem Grade die Eigenschaft, zu übersintern und zu incrustiren. Der Absatz ist, wie bei den isländischen Quellen, Kieselsinter oder Kieseltuff und der Abfluss des Sprudels hat am Abhange des Hügels ein System von Kieselsinter-Terrassen gebildet, welche weiss, wie aus Marmor gehauen, einen Anblick gewähren, den keine Beschreibung und kein Bild wiederzugeben vermag. Die unteren Terrassen schliessen im schönsten Blau schimmernde Wasserbecken ein, welche eine Reihe natürlicher Wasserbassins bilden, wie sie der raffinirteste Luxus nicht prächtiger und bequemer hätte herstellen können. Einige der Becken sind so gross, dass man bequem darin herumschwimmen kann.

Mit Uebergang aller übrigen wenden wir uns schliesslich noch zu dem grossen, am Westufer des Sees gelegenen Terrassensprudel Otukapuarangi. Die Stufen reichen bis zum See, die Terrassen sind jedoch nicht so grossartig wie die Tatarata-Terrassen, dagegen zierlicher und feiner in ihrer Bildung. Die Plattform liegt 20 m über dem See

und ist 100 Schritte lang und breit. Sie trägt zierliche 1 bis 2 m tiefe Bassins mit Wasser von 30 bis 40° C. Im Hintergrunde aber liegt in einem Krater das grosse Quellbecken, 13 bis 17 m im Durchmesser und wahrscheinlich sehr tief. Es ist ein ruhiger, blau scheinender, nur dampfender, aber nicht aufkochender Wasserspiegel. Das Wasser hat eine Temperatur von 80° C. und die aufsteigenden Dämpfe riechen nach schwefeliger Säure. Rings um das Bassin bemerkt man gelben Schwefelanflug und an den Seitenwänden des Wasserkraters hat sich Schwefel stellenweise in dicken Krusten abgelagert.

Am grossartigsten jedoch zeigt sich die Solfatarenthätigkeit am nördlichen Fusse der Terrassen in der Solfatare Ta Whakataratara. Er ist ein kraterähnlicher, gegen den See offener Kessel voll heissen, gelblich weissen und schlammigen Wassers, welches stark sauer reagiert, ein wahrer Schwefelsee, von dem sich ein heisser, schlammiger Strom in den See ergiesst. In den Klüften der den Schwefelsee einschliessenden Wände findet man prachtvolle Schwefelkrystalle abgesetzt.

Die Geysirgebiete in Nordamerika. Nachdem schon vor- 208
her einzelne Forscher in das Quellengebiet des Yellowstone- und Madison-River, Nebenflüsse des Missouri, eingedrungen waren und sich überzeugt hatten, dass hier in der That ein ausgedehntes Geysirgebiet vorhanden sei, wurde diese Gegend im Sommer 1871 durch eine vom Staate ausgerüstete Expedition untersucht, welche unter der Leitung des Regierungs-Geologen Hayden stand.

Die jede Erwartung übertreffende Grossartigkeit dieses Schauplatzes vulcanischer Thätigkeit, von welcher Hayden in seinem „*Preliminary Report of the U. S. geological Survey of Montana*“ Nachricht giebt, veranlasste die Regierung der Vereinigten Staaten, dieses Geysirgebiet als Staatsdomäne zu erklären und einen Nationalpark aus demselben zu schaffen.

Diese Staatsdomäne erstreckt sich vom 44. bis zum 45. Grad nördlicher Breite und vom 110. bis zum 111. Grad westlicher Länge von Greenwich. Die Flüsse und Bäche dieses durchgängig über 2000 m hohen Terrains bilden zahlreiche, zum Theil grossartige Wasserfälle. Mächtige Gebirgszüge umgürten die Thäler von allen Seiten und erheben ihre, das ganze Jahr mit Schnee bedeckten Gipfel bis zu einer Höhe von 3000 bis 4000 m. Die Winter sind streng und kein Monat des Jahres ist ganz frei von Frost.

Am grossartigsten tritt das Geysirphänomen im oberen Theile des Fire-Hole-River auf, welcher im Wesentlichen von Süd nach Nord strömend einen Hauptarm des Madison-River bildet. Wie zahlreich die heissen Quellen dieser Gegend sind, welche sich auf eine Länge von drei englischen Meilen zu beiden Seiten des Flusses hinziehen, kann man aus dem Kärtchen, Fig. 327 (a. f. S.), ersehen. Die erste Geysireruption, welche Hayden hier beobachtete, war die des grossen Geysirs, Fig. 328 (S. 627)

(Nr. 1 d. K.). Ein dumpfes Donnern ertönte im Erdinnern, welchem ein anscheinend 2 m starker Wasserstrahl bis zu einer Höhe von 70 m aufsteigend folgte, während der Dampf sich zu einer Höhe von mehr als 300 m erhob. Nach der 20 Minuten andauernden Eruption sank das Wasser um mehrere Zoll im Becken und seine Temperatur fiel auf 65° C. Die krystallhellen Fluthen strömen aus zwei Oeffnungen hervor, von denen die kleinere 1,3 m lang und 80 cm breit dem Hauptstrahl als Ausgang zu dienen scheint. Eine zweite Eruption wurde 32 Stunden nach der ersten beobachtet.

Ein mittelgrosser Geysir, mit drei kleineren zu gleicher Zeit spielend, liegt östlich vom grossen Geysir.

Fig. 327.

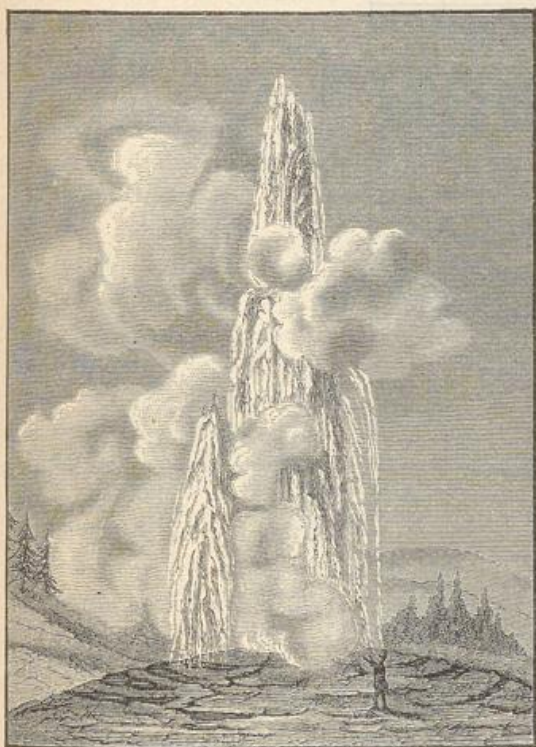


Der Krater des am linken Ufer des Flusses liegenden „Riesen“ gleicht, ähnlich wie bei dem in Fig. 329 (S. 628) abgebildeten Geysir, einem abgebrochenen Horn; er spielte während Hayden's Anwesenheit $1\frac{1}{3}$ Stunden lang, einen Wasserstrahl 47 m hoch emporschleudernd. Alle übrigen an Höhe des Wasserstrahles übertreffend ist ein Geysir, welcher den Namen der Riesin (Giantesse, Nr. 4 d. K.) erhielt. In einem 8 m langen und 6 m breiten Schlunde mit gezackten Rändern und rauhen, durch kieselige Niederschläge gebildeten Wänden konnte man bis zu einer Tiefe von 33 m hinabsehen, ohne Wasser zu erspähen, aber tief unten gurgelte und kochte es. Plötzlich begann das Wasser zu steigen und mächtige Dampf Wolken hervorzustossen. In einer Tiefe von 13 m unter dem Rande schien sich die kochende und wogende Wassermasse

etwas zu beruhigen, indem nur einzelne Wasserstrahlen bis zur Mündung emporgeschleudert wurden; nun aber stieg die Wassermasse 20 m über den Beckenrand empor und den Gipfel dieser Wasserpyramide durchbrachen fünf bis sechs Wassersäulen von 17 bis 40 cm Durchmesser, bis zur staunenerregenden Höhe von 83 m aufsteigend. Diese grossartige Eruption dauerte 20 Minuten.

100 m von der Riesin entfernt befindet sich ein 1 m hoher symmetrischer Hügel, seiner Gestalt wegen der Bienenstock genannt, welcher bei einem 18 Minuten

Fig. 328.



lang dauernden Ausbruch einen 70 m hohen Wasserstrahl emporschleuderte.

Als den dankbarsten Geysir der ganzen Region bezeichnet Hayden denjenigen, welchem er den Namen des alten Getreuen [Old Faithful, Fig. 329 (a. f. S.), Nr. 5 d. K.] beilegt, aus welchem in Zwischenräumen von ungefähr einer Stunde 15 Minuten lang eine 2 m starke Wassersäule 33 bis 50 m hoch aufsteigt.

Unter den zahlreichen Geysirn am oberen Fire-Hole nennt Hayden noch den Fächergeysir (Nr. 7 d. K.), den Riverside-Geysir (Nr. 8 d. K.), den Pyramidengeysir (Nr. 6 d. K.) u. s. w. Ausser den

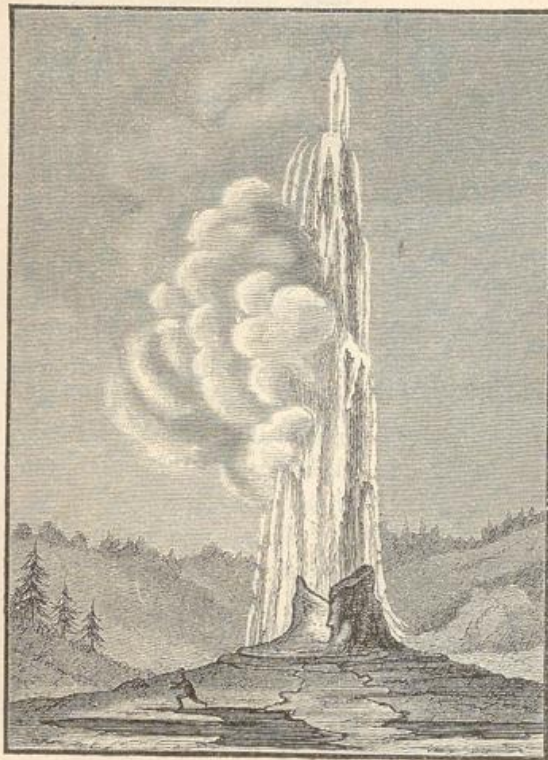
Geysirn kommen hier auch noch aus kieseligen Niederschlägen gebildete Becken vor, welche mit einem vorstehenden Rande versehen, gewöhnlich den Gipfel eines Hügels krönen und mit klarem, heissem, in der Mitte leicht aufwandelndem Wasser gefüllt sind, wie dies z. B. bei der Punschbowl, Fig. 330 (S. 629) (Nr. 3 d. K.), der Fall ist.

Ungefähr drei engl. Meilen unterhalb des eben besprochenen Quellengebietes findet sich eine Quellengruppe, welche Hayden als die siebente des unteren Geysirgebietes bezeichnet; ihre Quellen sind weniger durch die Zahl, als durch ihre Grösse ausgezeichnet. Eine derselben, deren Becken 50 m im Durchmesser hat, breitet sich auf einem 17 m hohen Hügel von Kieselerde aus. Das klare Wasser des Beckens wallt im Centrum auf und rieselt gleichförmig nach allen Seiten über 2 bis

8 cm hohe Stufen herab. Am Rande des Beckens betrug die Temperatur des Wassers 82°C . Ein zweites Becken von 83 m Durchmesser wird von 7 bis 10 m hohen Wällen umrandet. Ungeheure Dampfwolken entsteigen dem Becken und ein ansehnlicher Strom führt aus demselben dem Fire-Hole-River einen neuen Zuwachs entgegen. Am oberen Ende dieser Gruppe treten am Ostufer noch drei, am Westufer noch zwei ungeheure kochende Quellen auf.

Das untere Geysirgebiet besteht aus sieben Hauptgruppen, welche

Fig. 329.



theils am East Fork des Madison-River, theils am Fire-Hole-River und an Zuflüssen desselben liegen.

Jede dieser Gruppen besteht aus Hunderten von heißen Quellen verschiedener Art, unter denen sich auch zahlreiche Geysir befinden, welche aber die Grossartigkeit der eben besprochenen nicht erreichen. In der ersten Gruppe, welche am East Fork liegt, wurde die Temperatur von 67 Quellen gemessen. Alle diejenigen Quellen, deren Temperatur über 82°C . beträgt, weisen an den inneren Beckenseiten einen reizenden Perlenschmuck von Kieselerde auf, während diejenigen von 66° und darunter eine starke Eisenablagerung zeigen.

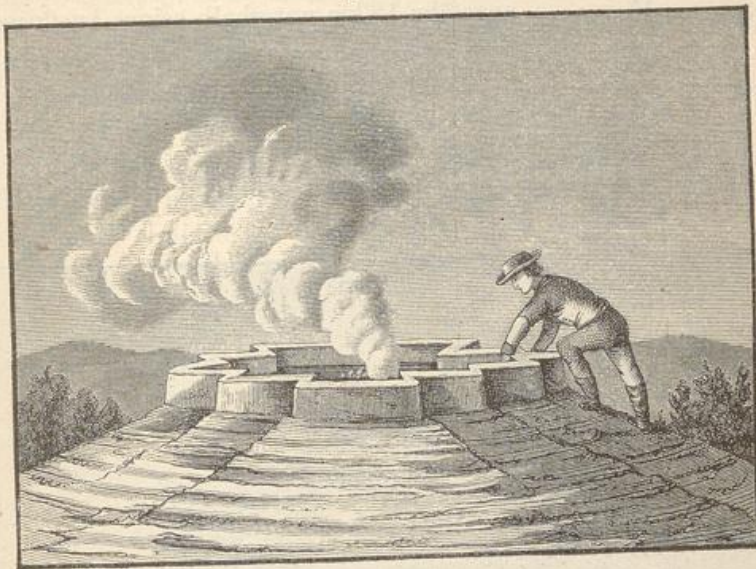
Einen eigenthümlichen Anblick gewährt eine solche Gruppe zur Zeit des Sonnenaufganges, wenn der Dampf aus Hunderten von Schloten aufwirbelt und man einen Fabrikort vor sich zu sehen glaubt.

Die zweite Gruppe enthält ausser zahlreichen kleineren Geysirn mit 0,7 bis 3,3 m hohem Strahl auch einige bedeutendere, unter denen besonders der Fountain-Geysir zu nennen ist. Sein Becken hat 50 m Durchmesser und in seiner Mitte befindet sich ein 8 m weiter Krater, aus welchem eine Wassersäule 10 bis 20 m hoch aufsteigt. Südlich von demselben befindet sich ein Schlammkrater, dessen Becken 20 m lang und 13 m breit ist. Aus dem fein zerriebenen Schlamm steigen fortwährend Gasblasen auf, welche mit einem dumpfen Klange platzen.

In der dritten Gruppe, welche auch einige Schwefelquellen enthält, ist besonders Fissure-Spring merkwürdig, welcher aus einem 33 m langen und 1,3 bis 3,3 m breiten Spalt einen ansehnlichen Wasserstrom ergiesst.

Auch in der vierten Gruppe kommen 0,2 bis 3,3 m hoch springende Geysir vor. In der fünften Gruppe, deren Kärtchen in Fig. 331 (a. f. S.) in gleichem Maassstab gezeichnet ist, wie Fig. 327, wurde die Temperatur von 95 Quellen gemessen und im Mittel gleich 82° C. (höchste 91° , niedrigste 44°) gefunden. Ausser zahlreichen mit klarem Wasser gefüllten Quellbecken, wie der nach ihrer Beckenform genannten Muschelquelle, der Badequelle u. s. w., finden sich hier auch interessante

Fig. 330.

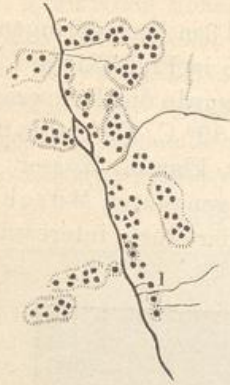


Schlammquellen, welche sich am Boden trichterförmiger Krater von 7 m Durchmesser befinden und welche den Dampf mit dumpfem puffenden Geräusch entweichen lassen. Die sechste Gruppe befindet sich an einem westlichen Zuflusse des Fire-Hole-River und von der siebenten war bereits oben die Rede.

Wenden wir uns jetzt zum Yellowstone-River selbst. In seinem oberen Laufe bildet er einen vielbuchtigen See, dessen grösste Länge von Nord nach Süd ungefähr 37 km beträgt und dessen Spiegel 2240 m über dem Meere liegt. Rings um denselben herum findet man, eigentliche Geysir ausgenommen, heisse Quellen aller Art, namentlich auch mächtige Schlammkrater. Am westlichen Seeufer zieht sich ein Gürtel von 200 bis 300 Quellen der mannigfaltigsten Grösse und Temperatur in einer Länge von beinahe einer deutschen Meile hin, von denen einige einen Durchmesser von 15 m und eine Tiefe von 12 bis 15 m haben. Weitere Schwefel- und Schlammquellen liegen an beiden Ufern des aus

dem See austretenden Yellowstone-River zerstreut umher und erreichen zum Theil an den Hügelböschungen Höhen von 15 bis 30 m über dem Spiegel des Flusses. In dem Becken des

Fig. 331.

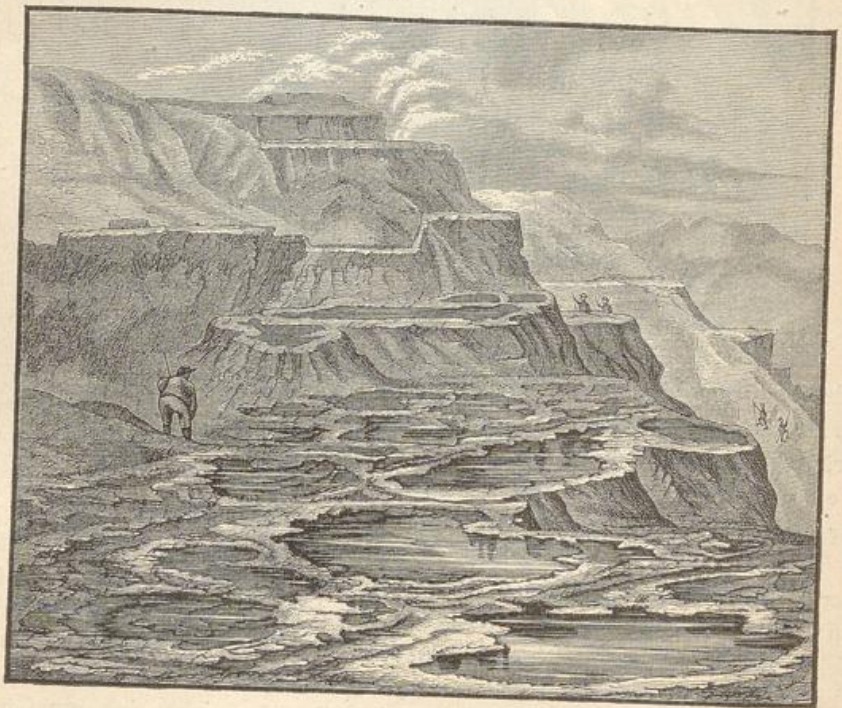


„Riesenkessels“, welches oben 12 m im Durchmesser hat, ist der Schlamm in der Tiefe unter beständigem heftigen Dröhnen in fortwährendem Aufwallen begriffen, während ein benachbarter Schlamm-Geysir acht Eruptionen von durchschnittlich 6 m Höhe in 26 Stunden zeigt.

Eine weitere Gruppe heisser Schwefel- und Schlammquellen findet sich in einem westlichen Seitenthal (Crater-Hills) des Yellowstone-River, ungefähr 18 km unterhalb seines Ausflusses aus dem See.

Unterhalb dieser Stelle bildet der Fluss einige grossartige Wasserfälle und nimmt 60 bis 67 km unterhalb derselben an der Nordgrenze der ganzen Domäne, ungefähr 570 m unterhalb des Seespiegels, auf seinem linken Ufer den

Fig. 332.



Gardiner-River auf, in dessen Thale sich eine ausgedehnte Gruppe heisser Quellen findet, welche sich vor allen übrigen dadurch unterscheidet, dass ihre Quellabsätze nicht aus Kieselsinter, sondern aus Kalksinter bestehen. Ungefähr $2\frac{1}{2}$ km oberhalb seiner Mündung befinden sich ganz

nahe am Gardiner-River vier heisse Quellen in Becken von 2 bis 3 m Durchmesser und einer Temperatur von 38 bis 49° C., um welche sich bereits eine Anzahl Kranker versammelt hatte, welche der Heilkraft des hervorsprudelnden Wassers grosses Lob spendeten.

Am Abhange des westlichen Flussufers, etwa 1½ km von demselben entfernt, erhebt sich ein 60 m hoher, aus kalkhaltigen, blendend weissen Niederschlägen bestehender Hügel, dessen steile Seiten mit einer Reihe halbkreisförmiger Becken geschmückt sind, Fig. 332, deren Weite bis zu 2½ m und deren Tiefe bis zu 0,6 m beträgt. Den Gipfel des Hügels bildet eine flache, gegen 180 m im Durchmesser haltende Terrasse, welche mehr oder weniger von Quellenbecken bedeckt ist, deren klares, heisses Wasser, am Bergabhange von einem Becken zum anderen herab-rinnend, sich mehr und mehr abkühlt, so dass die Badenden in verschiedenen Becken jede beliebige Temperatur finden können.

Die Beschreibung der Quellen des weissen Berges erinnert vielfach an die im vorigen Paragraphen besprochenen Tatarata-Quellen. Ohne weiter auf eine Schilderung der übrigen, theils höchst interessanten Thermen dieses Gebietes einzugehen, muss nur noch bemerkt werden, dass dasselbe vielfach die Spuren einer früheren bedeutenderen Geysir-thätigkeit trägt.

Temperatur der Seen und Flüsse. In den Seen erleiden die oberen Wasserschichten ziemlich bedeutende Temperaturveränderungen; sie können im Winter zufrieren, während sie im Sommer oft eine Temperatur von 20 bis 25° erreichen; in der Tiefe findet dies jedoch nicht statt. Saussure hat in dieser Beziehung die meisten Seen der Schweiz untersucht und die merkwürdige Thatsache bestätigt, dass in grossen Tiefen die Temperatur der Seen ungefähr 5° C. beträgt.

Im Sommer wirken zwei Ursachen, um die Temperatur der oberen Wasserschichten zu erhöhen; die warme Luft streicht über den Wasserspiegel hin, und die von der Sonne kommenden Wärmestrahlen werden, indem sie mehr oder weniger tief in das Wasser dringen, von demselben absorbirt. Die erwärmten Schichten mischen sich durch die Wellenbewegung, sie mischen sich aber nicht mit den Gewässern der Tiefe, weil sie wegen ihres geringeren specifischen Gewichtes oben schwimmen und weil selbst die heftigste Wellenbewegung doch nur auf eine geringe Tiefe merklich ist. Im Sommer und im Herbst muss also die Temperatur des Wassers in der Tiefe niedriger sein als an der Oberfläche.

Im Winter erkalten die oberen Wasserschichten, weil sie mit der kalten Luft in Berührung sind und weil sie namentlich in der Nacht ihre Wärme ausstrahlen. Die erkaltende Schicht wird dichter, sie sinkt nieder und mischt sich mit dem wärmeren Wasser der tieferen Schichten; sobald sie sinkt, wird sie durch eine andere ersetzt, welche ebenfalls erkaltet und niedersinkt u. s. w. Wenn das Wasser kein Dichtigkeitsmaximum hätte, so würden auch im Winter die tiefsten Schichten die

kältesten sein, die Oberfläche könnte also nicht eher die Temperatur von 0° annehmen, als bis die ganze Wassermasse bis auf den Boden eben so weit erkaltet wäre, und die Folge davon würde sein, dass die Seen bis auf den Grund zufrieren müssten. Weil das Wasser aber ein Dichtigkeitsmaximum hat, ist der Hergang ein anderer. Sobald die oberen Wasserschichten die Temperatur des Dichtigkeitsmaximums erreicht haben, sinken sie nieder, andere Wassertheilchen treten an ihre Stelle, und so geht es fort, bis die ganze Wassermasse diese Temperatur hat. Wenn nun, sobald dies der Fall ist, die Kälte noch fort dauert, so wird die obere Wasserschicht durch ferneres Erkalten leichter; sie wird also fort und fort erkalten können, ohne niederzusinken; nun nimmt die Temperatur also mit der Tiefe zu bis zu 4° C. Aus diesem Grunde findet auch die Eisbildung auf der Oberfläche statt, die Dicke der Eisschicht kann nur sehr langsam zunehmen und nie eine bedeutende Stärke erlangen.

Diese Betrachtung zeigt uns auch, dass ruhige und sehr tiefe Gewässer nur dann zufrieren können, wenn eine strenge Kälte längere Zeit anhält; denn die ganze Wassermasse, welche während des Sommers über 4° erwärmt worden ist, muss nach und nach an die Oberfläche steigen, um da ihren Wärmeüberschuss abzugeben; und wenn die wärmere Wassermasse eine Tiefe von 100 bis 200 m hat, so ist klar, dass unter sonst gleichen Umständen eine weit längere Zeit nöthig ist, damit alle wärmeren Wassertheilchen der Reihe nach auf die Oberfläche steigen, um da bis zu 4° zu erkalten, als wenn die Tiefe nur 9 bis 10 m betrüge. An den Ufern und über Bänken von bedeutender Ausdehnung, überhaupt an allen Stellen von geringerer Tiefe kann sich deshalb auch schon eine Eisdecke bilden und eine bedeutende Dicke erlangen, während an den tieferen Stellen die Oberfläche des Wassers vom Eise frei bleibt.

Es ist nun die Frage, bis zu welcher Tiefe die Wärme des Sommers eindringen kann. Bis jetzt hat man darüber nur sehr unvollständige Angaben. Nehmen wir z. B. an, die Sommerwärme wäre nur bis zu einer Tiefe von 150 m merklich, so müsste ein 3000 m tiefer See eben so leicht zufrieren wie ein anderer, welcher nur 150 m tief ist; denn bei dem ersteren hat ja alles Wasser, welches mehr als 150 m unter dem Spiegel sich befindet, das ganze Jahr hindurch die Temperatur des Dichtigkeitsmaximums; es kann also auf die Erscheinungen der oberen Wasserschichten in keiner Weise wirken.

Wenn vor dem Gefrieren einmal die ganze Wassermasse eines Sees die Temperatur von 4° haben muss, so muss dasselbe nach dem Aufthauen ebenfalls stattfinden, bevor die Temperatur der oberen Wasserschichten über die Temperatur des Dichtigkeitsmaximums steigen kann.

In den Flüssen ist natürlich wegen der beständigen Bewegung, welche die Wasserschichten verschiedener Temperatur fortwährend mischt, die Vertheilung der Wärme weniger regelmässig als in den Landseen, und es wird das an der Oberfläche unter den Gefrierpunkt abgekühlte Wasser vielfach bis auf den Grund hinabgeführt werden. Die Eisbildung

wird aber natürlich dort am meisten begünstigt, wo rauhe Oberflächen vorhanden sind, an denen das Eis festfriert, und verhindert wird, von der Strömung hinweggeführt zu werden, so z. B. namentlich an den Ufern und auf dem Grunde des Flusses. Wo letzteres der Fall ist, entsteht das sogenannte Grundeis; wenn das am Boden gebildete Eis aufsteigt, so hebt es Steine und sonstige Gegenstände vom Boden mit in die Höhe; im Rheine werden oft die Ankerketten der Schiffbrücken durch das Grundeis in die Höhe gebracht.

Eine andere Erklärung des Grundeises hat Arago gegeben; seine Ansicht ist die, dass das Wasser oft unter den Gefrierpunkt erkaltet, ohne fest zu werden, dass aber die so stark erkalteten Wassertheilchen sogleich erstarren, wenn sie, durch die Strömung niedergezogen, mit den festen Körpern auf dem Boden in Berührung kommen.

Das in dem freien Wasser selbst gebildete und von dem Ufer und dem Grunde losgerissene Eis schwimmt auf der Oberfläche stromabwärts und bildet Eisschollen, welche, zuerst ganz klein, bald eine bedeutende Grösse erlangen.

Temperatur der Meeresoberfläche. Auf allen von Schiffen 210 befahrenen Gegenden, auf den Aequatorialmeeren sowohl wie auf den Polarmeeren und den Meeren der gemässigten Zone sind zahlreiche Beobachtungen über die Temperatur der Luft, der Meeresoberfläche und der Meerestiefen angestellt worden, welche viele für die Wissenschaft höchst wichtige Resultate geliefert haben.

Ueber dem Meere, in grossen Entfernungen von den Küsten, sind die täglichen Schwankungen der Lufttemperatur weit geringer als auf dem Lande. Auf dem Aequatorialmeere z. B. beträgt die Differenz des Maximums und des Minimums der Temperatur eines Tages höchstens 1 bis 2°, während sie auf dem Lande 5 bis 6° beträgt; in der gemässigten Zone, zwischen dem 25. und 50. Breitengrade, ist dieser Unterschied nur 2 bis 3°, während er auf dem Lande weit grösser ist.

Das Minimum der Temperatur findet auch auf dem Meere kurz vor Sonnenaufgang statt, die Zeit des Maximums soll aber nach einigen Beobachtern dem Mittage näher liegen als auf den Continenten.

Vergleicht man die Temperatur der Luft, welche auf den Meeren ruht, mit der der oberen Wasserschichten, so ergeben sich folgende Resultate.

In den Tropen ist in der heissesten Tageszeit die Luft wärmer als das Wasser; wenn man aber die Temperatur der Luft und des Wassers von vier zu vier Stunden bestimmt, wie es der Capitän Duperrey gethan hat, so ergiebt sich, dass im Durchschnitt die Temperatur der Luft niedriger ist als die des Wassers. Unter 1850 Beobachtungen, welche er gemacht hat, fand er 1371 mal das Meer und nur 479 mal die Luft wärmer.

In höheren Breiten, vom 25. bis zum 50. Grade, ist die Luft nur selten, in den Polargegenden fast nie wärmer als die Oberfläche des Meeres.

Nach einer Zusammenstellung von Kämtz ist die Temperatur der Meeresoberfläche für verschiedene Breiten im Durchschnitt die folgende:

Atlantischer Ocean.

Nördliche Hemisphäre				Südliche Hemisphäre			
Breite	Temp. C.	Breite	Temp. C.	Breite	Temp. C.	Breite	Temp. C.
0 ⁰	25,9	42 ⁰	15,2	0 ⁰	25,9	42 ⁰	11,9
6	27,4	48	14,0	6	25,9	48	10,7
12	25,5	54	10,5	12	25,2	51	5,3
18	23,3	60	9,0	18	24,1	60	— 1,7
24	22,4	66	— 3,6	24	24,2	63	0,0
30	21,5	78	— 1,4	30	20,2	66	— 1,7
36	19,0	81	— 3,2	36	17,6		

Grosser Ocean.

Nördliche Hemisphäre				Südliche Hemisphäre			
Breite	Temp. C.	Breite	Temp. C.	Breite	Temp. C.	Breite	Temp. C.
0 ⁰	27,6	42 ⁰	13,4	0 ⁰	27,6	42 ⁰	12,5
6	27,7	48	11,9	6	27,8	48	7,6
12	27,0	54	4,4	12	26,6	54	— 1,7
18	25,7	60	4,3	18	26,6	63	— 1,0
24	23,0	63	2,6	24	23,6		
30	21,7	69	0,55	30	19,6		
36	17,5			36	14,0		

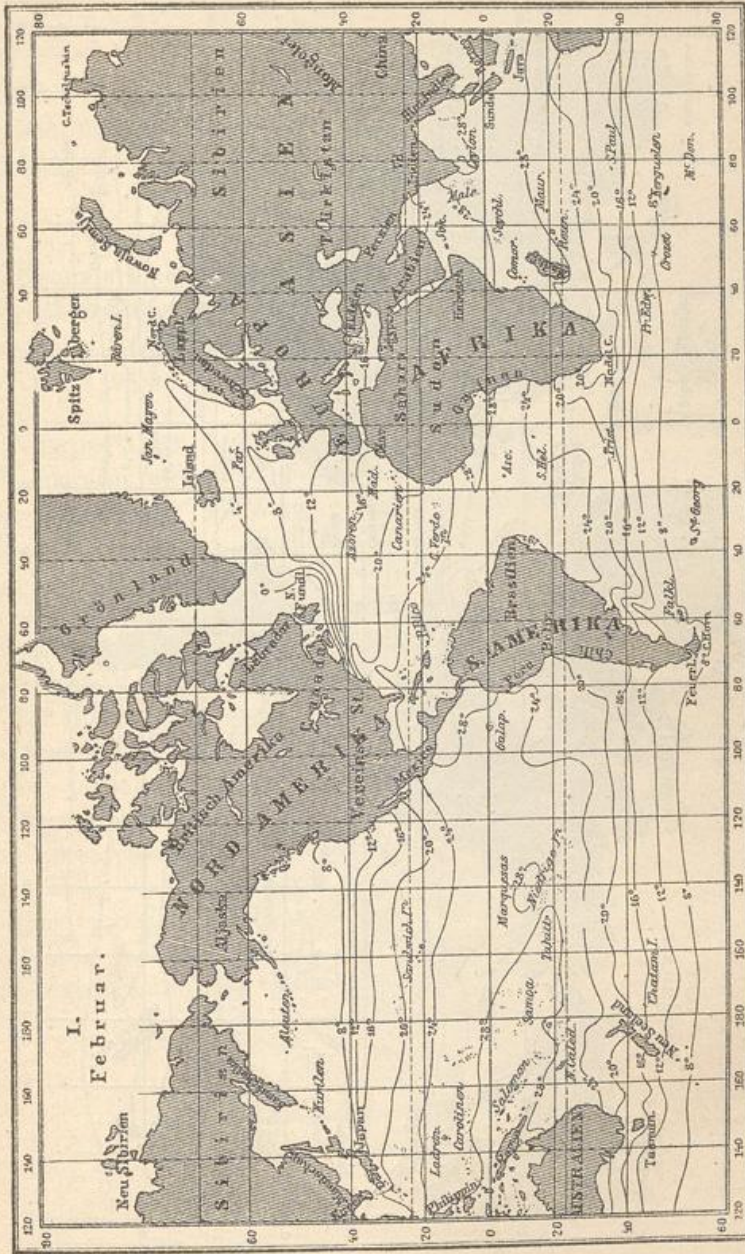
Indischer Ocean.

Südliche Breite	Temperatur C.	Südliche Breite	Temperatur C.	Südliche Breite	Temperatur C.
0 ⁰	27,1	24	22,6	48	6,6
6	26,5	30	21,05	54	— 0,8
12	25,6	36	18,2	60	— 0,8
18	25,0	42	12,3	66	— 1,7

In neuerer Zeit sind vielfache Beobachtungen über die Temperatur der Meeresoberfläche gemacht worden. Die nachfolgenden Tafeln (Fig. 333 und 334, a. S. 636) geben die Monatsisothermen für die beiden extremen Monate Februar und August (nach Krümmel).

Meerestemperaturen über 30° C. kommen nur selten vor; so z. B. bisweilen im nördlichen Theile des Indischen Oceans, im Rothen Meere

Fig. 333.

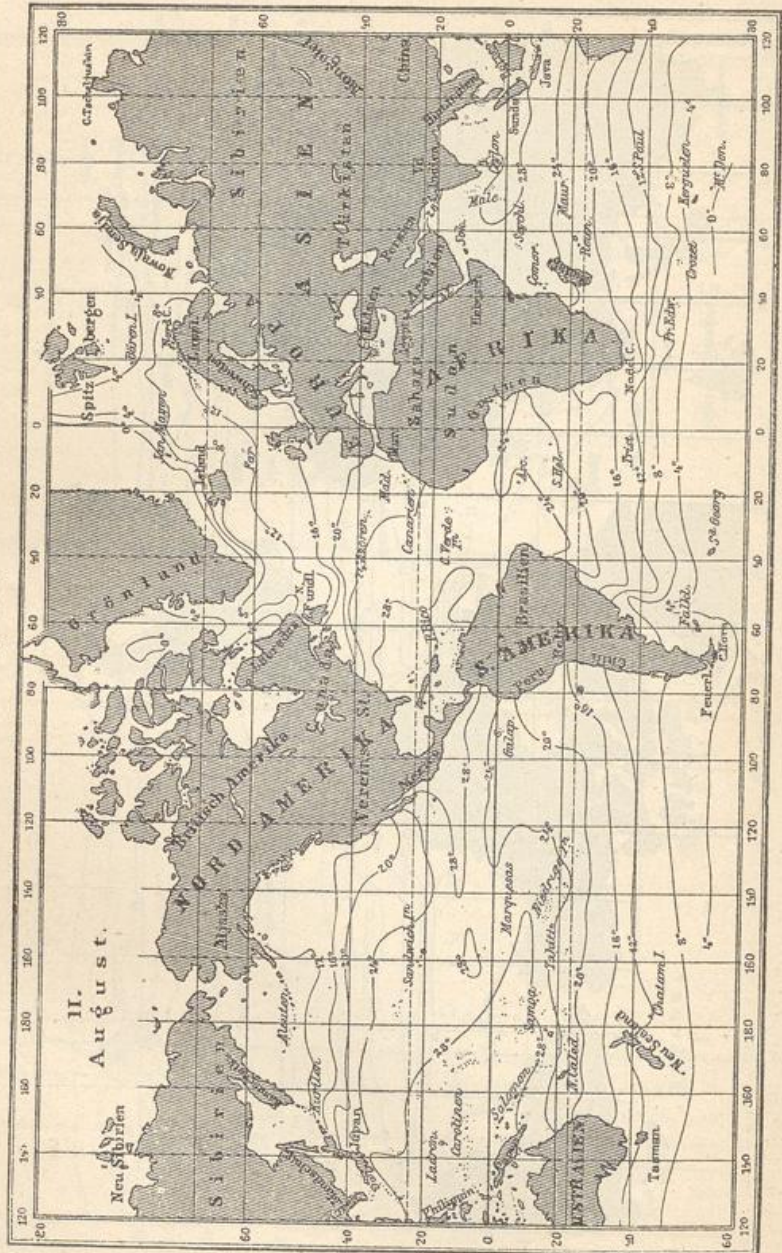


und im Persischen Meerbusen, wo der Einfluss des erhitzten Landes unverkennbar ist.

Nach Krümmel hat ungefähr $\frac{2}{5}$ der gesamten irdischen Meeresoberfläche eine mittlere Temperatur von mehr als 24°, ein Umstand, der

für die Verbreitung der Organismen und die Klimatologie von Bedeutung ist. Im Januar sind auf der nördlichen Halbkugel 36 Proc., auf der

Fig. 334.



südlichen 43 Proc., und im August auf der nördlichen Halbkugel 56 Proc., auf der südlichen Halbkugel 23 Proc. über 24° C. erwärmt. Von der gesamten Meeresoberfläche kühlt etwa $\frac{1}{3}$ niemals unter 24° ab, während bei nahezu der Hälfte wenigstens einmal im Jahre eine Erwärmung über 24° eintritt.

Ueber 20° wird erwärmt:

Vom Meere der	Februar	August	Ungefähres Jahresmittel
Nord-Hemisphäre . . .	47,6	65,2	56
Süd-Hemisphäre . . .	59,2	39,1	47
Ganzen Erde	53,7	51,3	52

Procente der Gesamtfläche.

Hieraus ergibt sich, dass jederzeit etwas mehr als die Hälfte der ganzen Meeresoberfläche der Erde über 20° C. erwärmt ist; niemals kühlen 43 Proc. unter 20° ab, während periodisch darüber erwärmt werden 62 Proc.

Temperatur der Meerestiefen. Fast in allen Meeren nimmt ²¹¹ die Temperatur mit der Tiefe ab, nur an einigen Stellen der Polarmeere nimmt sie mit der Tiefe zu. Die Temperaturabnahme ist gewöhnlich in der Nähe der Meeresoberfläche eine rasche, und wird dann allmählich kleiner; in sehr grossen Tiefen (4000 m) beträgt die Temperatur selbst in tropischen Meeren nur wenig über 0° ; bei 5000 m Tiefe wurden von der Challenger-Expedition im Südatlantischen Ocean, östlich von der Mündung des La Plata, Temperaturen von $-0,3$ bis $-0,6^{\circ}$ C. gemessen.

Für die im Allgemeinen stetige Abnahme der Temperatur mit der Tiefe und den Umstand, dass in grossen Tiefen die Temperatur unter $+4^{\circ}$ C., ja selbst bis unter den Gefrierpunkt herabgeht, würde sich schwer eine Erklärung finden, wenn das Seewasser dieselben physikalischen Eigenschaften hätte wie gewöhnliches chemisch reines Wasser. In der That wird aber durch den Salzgehalt des Wassers sowohl sein Dichtigkeitsmaximum als auch sein Gefrierpunkt auf eine niedrigere Temperatur herabgedrückt. Karsten hat folgende Werthe für die Maximaldichte und den Gefrierpunkt des Salzwassers gefunden:

Procent- gehalt der Lösung	Maximal- dichte	Gefrierpunkt
0	$+3,92^{\circ}$	0°
1	$+1,46$	$-0,76$
2	$-1,12$	$-1,52$
3	$-3,80$	$-2,28$
3,6	$-5,47$	$-2,73$

Der Salzgehalt des Meerwassers ist ein sehr verschiedener und abhängig von der Grösse der Verdunstung und dem Zuflusse süssen Wassers.

Am grössten ist er im Rothen Meer (4 Proc.) und Mittelländischen Meer (3,7 bis 3,9 Proc.). Im Atlantischen Ocean beträgt er 3,5 bis 3,7; im Stillen Ocean 3,4 bis 3,7; im Schwarzen Meer 1,5 bis 1,7; in der Nordsee 3,2 bis 3,3; in der Ostsee bei Alsen 1,8; im Kieler Hafen 1,6; nördlich von Rügen 0,9; in der Danziger Bucht 0,6; bei Haparanda 0,2 und bei Kronstadt noch nicht 0,1 Procent.

In einem grossen Theile der Oceane ist die Temperaturvertheilung in verschiedenen Tiefen eine sehr regelmässige. Wir haben schon gesehen, dass die Temperatur im Allgemeinen mit der Tiefe abnimmt, ausserdem ist aber zu bemerken, dass sie in einer Tiefe von 1000 m ab fast überall von genähert der gleichen Höhe, nämlich im Durchschnitt von etwa $+ 4^{\circ}\text{C}$. ist. Es scheint danach, dass die klimatischen Unterschiede in einer Tiefe von etwa 1000 m im Allgemeinen verschwinden. In kleineren und mehr abgeschlossenen Meeren finden sich indessen manche Abweichungen von dieser Regel, und grosse Unregelmässigkeiten in der verticalen Temperaturvertheilung finden sich namentlich in solchen Meeren, deren Tiefe eine nur geringe ist. In den arktischen und antarktischen Regionen hat man mehrfach eine Zunahme der Temperatur mit der Tiefe gefunden, und Weyprecht fand sogar zwischen Nowaja Semlja und Franz-Josephs-Land die mittlere Temperatur des Meerwassers zwischen Oberfläche und Grund im Winter etwas höher als im Sommer. Derartige Erscheinungen erklären sich zum Theil durch die Wirkung des Schmelzwassers der Eisregionen.

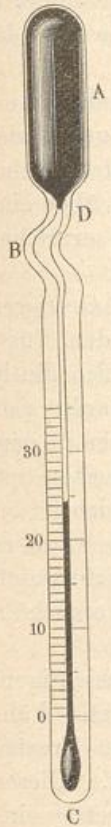
Für die Untersuchung der Meeresströmungen und ihres Einflusses auf die Klimate der Länder ist es wichtig, zu wissen, welche Wärmemengen in den verschiedenen Tiefen der Meere vorhanden sind. In früheren Zeiten sind bei Temperaturmessungen in grösseren Meerestiefen vielfach dadurch Fehler entstanden, dass man den Einfluss des starken Druckes des Wassers auf das Thermometer selbst nicht beachtete; es wird aber die Kugel des Thermometers durch äusseren Druck verkleinert, wodurch zu hohe Ablesungen entstehen.

Die einfachste Vorrichtung, diesen Druck zu compensiren, besteht darin, dass man die Quecksilberkugel mit einer zweiten Glashülle umgiebt, und den Zwischenraum theilweise mit Weingeist ausfüllt. Der Druck des Wassers wird dann die äussere Glashülle zusammendrücken, und da der darin befindliche Weingeist, der lediglich zur besseren Leitung der Temperatur dient, sich ausdehnen kann, so findet auf das innere Gefäss nur noch ein äusserst geringer Druck durch die in dem Zwischenraume vorhandene und ein wenig zusammengepresste Luft statt, welcher die Ablesungen nicht mehr beeinflussen kann.

Die Thermometer, welche man zur Messung der Tiefentemperaturen benutzt, sind entweder gewöhnliche, oder Maximum- und Minimum-Thermometer. In jedem Falle müssen aber besondere Vorsichtsmaassregeln getroffen werden, um dasjenige zu erfahren, was man wissen will, nämlich die Temperatur des Wassers in einer bestimmten Tiefe.

Bei den Maximum- und Minimum-Thermometern, welche gewöhnlich die Einrichtung der früher beschriebenen Six'schen Thermometer haben, wird dieser Zweck nur dann erreicht, wenn die Temperatur mit der Tiefe sich immer in dem gleichen Sinne ändert, oder — da eine stete Zunahme der Temperatur mit der Tiefe in der Regel nicht vorkommt — wenn sie in steter Weise abnimmt, nicht aber warme Strömungen mit kalten wechseln; andernfalls können falsche Ablesungen entstehen. Neben

Fig. 335. anderen Constructions der Thermometer gewöhnlicher Art werden solche angewandt, wie eine in Fig. 335 abgebildet ist. Das Quecksilbergefäß *A* läuft in eine Röhre *BC* aus, welche bei *B* eine erweiterte, aber zwischen *A* und *B* eine verengerte Stelle *D* hat. Das Thermometer wird mit dem Gefäß *A* nach unten in solche Tiefe herabgelassen, in welcher die Temperatur gemessen werden soll. Alsdann wird durch eine besondere Vorrichtung das Thermometer umgekehrt, so dass *A* sich oben und *B* unten befindet. Hierbei reisst der Quecksilberfaden in Folge seines Gewichtes bei *D* ab und läuft an das Ende der Scala; seine Länge, welche an der Scala abgelesen werden kann, ergiebt dann die Temperatur zu der Zeit des Umkehrens des Apparates. Wenn ein Schiff längere Zeit vor Anker liegt, wie dies bei Leuchtschiffen der Fall ist, so kann man sich auch bei Messung der Meerestemperaturen des sogenannten trägen Thermometers bedienen. Dasselbe besteht aus einem gewöhnlichen Thermometer, welches mit einer dicken Schicht von Hartgummi umgeben ist, die nur eine kleine Oeffnung zur Ablesung der Scala enthält. Das Thermometer nimmt die Temperatur der Umgebung sehr langsam an, verliert sie aber auch schwer. Es wird eine Stunde vor der Ablesung in die Tiefe herabgelassen, dann herausgezogen und abgelesen, ehe es noch die Temperatur der Meerestiefe wieder verloren hat. Seiner ganzen Einrichtung nach kann dieses Thermometer nur an flachen Stellen des Meeres verwandt werden, wo das Aufziehen aus dem Wasser nicht zu viele Zeit beansprucht.



Das Eismeer. Bei der niedrigen Temperatur, welche in der Nähe 212 der beiden Erdpole herrscht, muss in den Meeren jener Regionen eine massenhafte Eisbildung stattfinden, die wir nun etwas näher zu betrachten haben.

In den grönländischen Meeren begegnet man ungeheuren Eismassen, welche unter dem Namen der Eisfelder bekannt sind. Sie bilden eine zusammenhängende Eismasse, welche zwar nur 1 bis 2 m über den Meeresspiegel hervorragte und ungefähr 7 m tief untergetaucht ist, aber von einer Ausdehnung, die sich vom obersten Mastkorbe eines Schiffes nicht übersehen lässt. Manchmal sind sie gegen 200 km lang und 100 km breit.

Die um Grönland so zahlreichen Eisfelder stammen offenbar aus dem Norden und haben ihren Ursprung zwischen Spitzbergen und dem Nordpol.

Durch Meeresströmungen südwärts getrieben, können solche Eisfelder dem heftigen Wogen des Meeres nicht widerstehen, sie zerbrechen in Stücke, welche 40 bis 50 m Durchmesser haben und welche entweder theilweise mit einander in Berührung bleiben, oder sich so weit von einander entfernen, dass ein Schiff zwischen ihnen hindurchfahren kann. Solche vereinzelt schwimmende Eismassen, welche auf ihrer Wanderung nach Süden mehr und mehr zertheilt werden, nennt man *loses* oder *offenes Eis* oder auch *Treibeis*.

Hervorragungen auf schwimmenden Eisebenen nennt man *Hummocks*. Sie entstehen entweder dadurch, dass ein Stück gegen das andere gepresst und in dieser Lage mit seinem Rande aufwärts gekehrt anfriert, oder dadurch, dass die Bruchstücke eines Eisstückes über eine andere Eismasse hingeschoben werden. Solche Anhäufungen erreichen manchmal eine Höhe von ungefähr 10 m.

Das Eis der Eisfelder und ihrer Trümmer ist, da es durch Gefrieren des salzhaltigen Meerwassers entstanden ist, wesentlich von dem Süßwassereis verschieden. Wenn Meerwasser friert, so scheiden sich die in ihm enthaltenen Salze grösstentheils aus und es bleibt in dem schwammigen Eise, welches entsteht, nur dasjenige Salz zurück, welches in dem zwischen den Eistheilchen eingeschlossenen Salzwasser enthalten ist. Das aus Meerwasser entstandene Eis ist weiss und undurchsichtig, es ist weicher und leichter als das Eis süßser Gewässer, so dass, wenn es auf dem bis zu seinem Gefrierpunkt erkalteten Meerwasser schwimmt, der aus dem Wasser hervorragende Theil sich zu dem untergetauchten verhält wie 1 zu 7.

Die Oberfläche der Eisfelder ist meistens mit festem durchsichtigem Süßwassereis bedeckt, dessen Ursprung sich leicht erklären lässt. Während des neun Monate lang in jenen Gewässern anhaltenden Frostes werden die Eisfelder mit einer dicken Schneeschicht bedeckt. Dieser Schnee schmilzt, wenn mit Ende Juni oder Anfang Juli Thauwetter eintritt. Das geschmolzene Schneewasser, welches grösstentheils nicht abfließen kann, friert im nächsten Winter und verstärkt das Eisfeld an seiner oberen Fläche mit einer dicken Lage Süßwassereises, während von unten her Salzwassereis anschießt.

Die um den Monat Juni bei Spitzbergen erscheinenden Eisfelder treiben in südwestlicher Richtung gegen Grönland hin und zwar legen sie in dieser Richtung in Monatsfrist oft einen Weg von 200 km zurück, wengleich der Wind indess in ganz verschiedenen Richtungen blies; die Wanderung der Eisfelder ist also offenbar durch Meeresströmungen bedingt. Für die bei ihrem Vordringen nach Süden unter dem Einflusse des Wellenschlages zerstörten und in Treibeis verwandelten kommen stets neue Eisfelder von Norden her.

Oft haben kleinere Eisfelder von 50 bis 200 qkm Oberfläche eine drehende Bewegung von solcher Geschwindigkeit, dass ein Punkt des Randes einen Weg von 1 bis 2 m in der Secunde zurücklegt. Kommt ein solches Feld mit einem ruhenden oder gar mit einem in entgegengesetzter Richtung sich drehenden in Berührung, so entsteht ein furchtbarer Stoss. Das schwächere Feld wird unter heftigem Krachen zermalmt, wobei sich Eisstücke von ungeheurer Grösse so über einander schieben, dass sie 8 bis 10 m über den Wasserspiegel hervorragten. Schon manches Schiff ist dadurch zu Grunde gegangen, dass es das Unglück hatte, zwischen zwei an einander stossende Eisfelder zu gerathen.

In den grönländischen Gewässern begegnet man bisweilen auch schwimmenden Eismassen, welche sich von den Eisfeldern und ihren Trümmern dadurch unterscheiden, dass sie bei geringerem Umfange ungleich höher sind, als die Eisfelder, also auch bei weitem tiefer unter den Meeresspiegel hinabreichen. Diese, mit dem Namen von Eisbergen bezeichneten Massen bestehen nur aus durchsichtigem Süsswassereis und tragen auf ihrer Oberfläche nicht selten Steine und Grund.

Eisbergen, welche noch weit mächtiger sind, als die, welche in den grönländischen Gewässern vorkommen, begegnet man in der Baffinsbay, aus welcher sie durch die Davis-Strasse in den Atlantischen Ocean eintretend nach Süden treiben. Oft 30 m, ja selbst mit einzelnen Berggipfeln und Hörnern 50 m hoch über den Meeresspiegel hervorragend, reichen sie im Meere bis zu einer Tiefe von 150 bis 200 m, ja oft noch tiefer herab, wie sich am besten an gestrandeten Eisbergen nachweisen lässt. Couthoy fuhr im August 1827 an einem bei 180 m Meerestiefe gestrandeten Eisberge vorbei, um welchen herum die See $\frac{1}{4}$ englische Meile weit getrübt war. Plötzlich stürzte er unter wahrhaft fürchterlichem Krachen auf die Seite. Im September 1822 sah Couthoy am östlichen Rande der Newfoundlands-Bank einen in einer Tiefe von 21 m gestrandeten Eisberg.

Fig. 336 (a. f. S.) stellt einen schwimmenden Eisberg dar, welchen Parry auf seiner ersten Reise, und Fig. 337 zeigt die wunderlichen Gestalten von Eisbergen, welche Ross etwas nördlich von der Insel Disko an der Westküste von Grönland beobachtete. Fig. 338 endlich stellt einen Eisberg dar, welcher im April 1829 südlich von Madagaskar in einer südlichen Breite von $39^{\circ} 13'$ gesehen worden ist. Er schien ungefähr zwei englische Meilen im Umfang zu haben und ragte 45 m über das Wasser empor; im Ganzen musste er also eine Höhe von mehr als 300 m haben.

Die Eisberge dringen von beiden Polen her viel weiter gegen den Aequator vor als das Treibeis. Wiederholt sind Eisberge mitten im Golfstrom, ja noch jenseits desselben gesehen worden. Im Juli 1818 sind selbst in den westindischen Gewässern mächtige Eisberge erschienen. Auch antarktische Eisberge gelangen öfters in niedrige Breiten, wie der

Fig. 336.



Fig. 337.

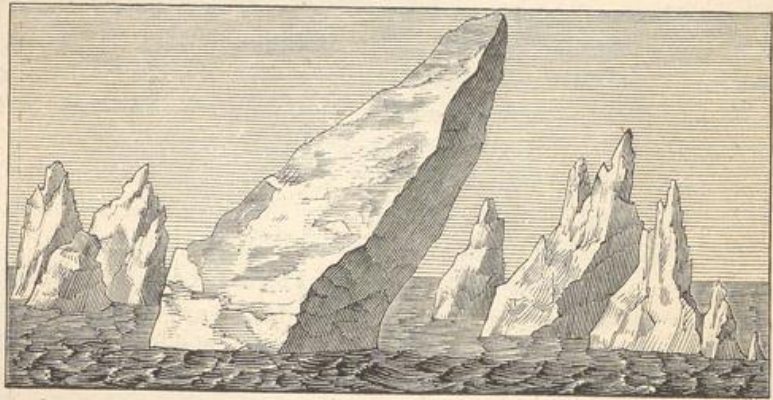
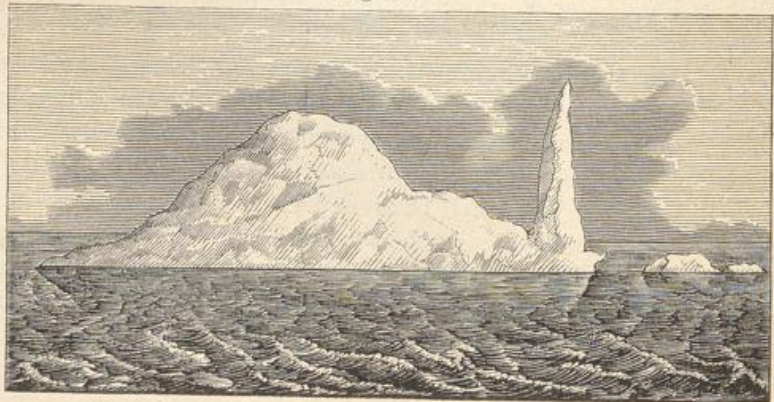


Fig. 338.



bereits besprochene und in Fig. 338 abgebildete Eisberg beweist; in der Nähe des Caps der guten Hoffnung hat man sie schon bis zum 35. Grade südlicher Breite angetroffen.

Die phantastischen Gestalten der Eisberge prangen in der herrlichsten Farbenpracht. Bei Nacht und bei Tag glänzen sie an den weissen Stellen wie Silber und an den übrigen in den lebhaftesten Regenbogenfarben.

Im Sommer, wenn das Eis durch die Wirkung der Sonnenstrahlen geschmolzen wird, strömt das Wasser in ungeheuren Wasserfällen von dem Kamme solcher Eisgebirge herab. Es ist dies ein majestätisches Schauspiel, welches die Schiffer jedoch nur aus der Ferne betrachten; denn die gigantischen, hoch in die Lüfte ragenden Eiszacken und Bogen bersten plötzlich und stürzen unter ungeheurem Krachen in das Meer herab.

Was nun den Ursprung dieser im Meere schwimmenden Eisberge betrifft, so unterliegt es keinem Zweifel, dass sie von Gletschern der Polarländer stammen, von denen sich, wenn sie bis ins Meer vorgedrungen

Fig. 339.



gen sind, mehr oder minder bedeutende Massen löstrennen und im Meere fortschwimmen.

Fig. 339 zeigt einen der mächtigen Gletscher, welche auf Spitzbergen bis zum Meeresspiegel vordringen, und welcher hier mit einer senkrechten 100 m hohen Eiswand endet, deren herrliche grüne Farbe malerisch gegen das Weiss der benachbarten Schneeberge contrastirt. Oft lösen sich grosse Eismassen von dieser Wand los, welche krachend in das Meer hinabstürzen. Capitän Phipps beobachtete eine solche, welche in einer Tiefe von 40 m Grund fasste und noch 15 m über den Meeresspiegel hervorragte.

Weit mächtiger noch als die Gletscher Spitzbergens sind diejenigen, welche die zahlreichen Einbuchtungen im nördlichen Theile der Westküste Grönlands ausfüllen. Fig. 340 (a. f. S.) stellt einen sehr schönen, sechs Seemeilen nördlich vom Vorgebirge Dudley Digges ($76^{\circ} 12'$ nördl. Breite) gelegenen Gletscher dar, welchen Capitän Ross abgebildet hat. Die Eismasse bedeckte einen Raum von 14 qkm, sie erstreckte sich 2 km weit in das Meer hinein und hatte eine Höhe von mindestens 300 m.

Fig. 341 ist die Ansicht eines mächtigen, bis in das Meer herabsteigenden Gletschers in der Possession-Bai der gebirgigen Insel Süd-

Fig. 340.

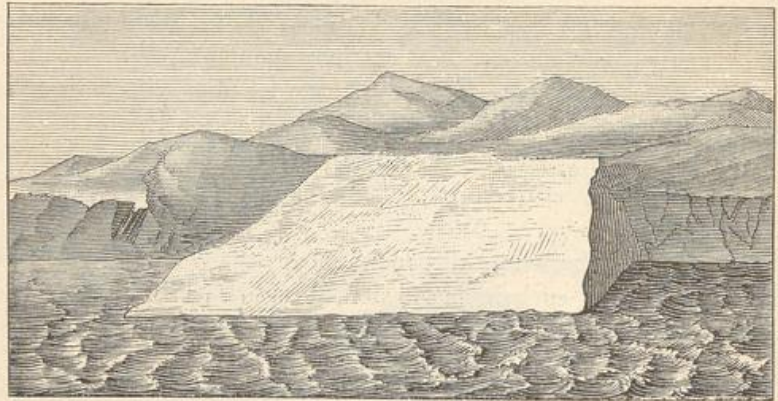
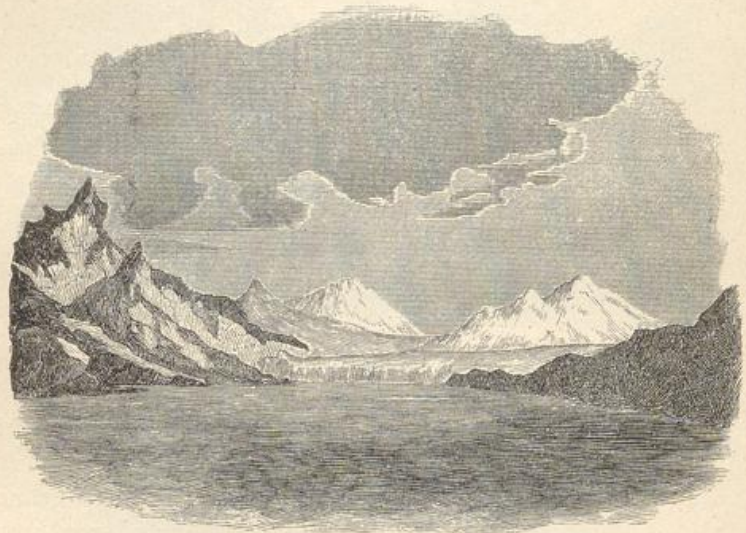


Fig. 341.



Georgien. Die Tiefe dieses Gletschers war beträchtlicher als die der gebrauchten Tieffleine (90 m).

213 **Meeresströmungen.** Bereits im §. 180 war die Rede von einer Meeresströmung, welche die warmen Gewässer des Mexicanischen Meeresbusens den Westküsten Europas zuführt, und im §. 212 haben wir gesehen, dass schwimmende Eisberge durch Meeresströmungen aus den Polarmeeren oft weit gegen den Aequator hin fortgetrieben werden. Diese Meeresströmungen wollen wir nun etwas näher betrachten.

Die ungleiche Erwärmung der Meeresoberfläche in verschiedenen Breiten kann nur einen untergeordneten Einfluss auf die Circulation der

Gewässer in den grossen Ozeanen ausüben, denn selbst, wenn alle Meere aus reinem Wasser beständen, würde das specifische Gewicht des Wassers in den Polarmeeren nur so wenig grösser sein als in den Aequatorialmeeren, dass dieser Unterschied allein keine bedeutende Strömung bedingen würde. In der That ist aber das Meerwasser salzhaltig (im Durchschnitt enthält das Meerwasser nahezu 3 Proc. Salz und zwar 2,7 Proc. Chlornatrium) und dieser Umstand bewirkt, dass der Unterschied der specifischen Gewichte des Meerwassers verschiedener Breiten noch geringer wird. Der Oberfläche der Aequatorialmeere wird nämlich durch Verdunstung mehr Wasser entzogen, als ihnen durch Regen und Flüsse wieder zugeführt wird, das Meerwasser wird in Folge davon salzhaltiger und der Wirkung der hohen Temperatur entgegen specifisch schwerer. In den Polarmeeren dagegen wird der Einfluss der niedrigeren Temperatur dadurch zum Theil neutralisirt, dass man hier mit weniger salzhaltigem Wasser zu thun hat, indem den Meeren weit mehr Wasser durch Regen und Flüsse zugeführt wird, als sie durch Verdunstung verlieren.

Vom Aequator bis zu den mittleren Breitegraden nimmt das specifische Gewicht des Wassers an der Oberfläche der Meere nur um 0,0005 zu; zwischen dem 18. und 32. Grade nördlicher und zwischen dem 7. und 27. Grade südlicher Breite hat das Meerwasser im Atlantischen Ocean seine grösste Dichtigkeit. Ueber diese Grenzen hinaus nimmt sein specifisches Gewicht wieder ab.

Weit kräftiger als diese geringen Unterschiede des specifischen Gewichtes wirken die Winde bewegend auf die Oberfläche der Meere ein, indem sie namentlich auf die Wellenberge einen Druck ausüben und dieselben in der Richtung der Winde fortreiben. Die furchtbaren Verheerungen, welche die Sturmfluthen anrichten, zeigen zur Genüge, mit welcher Gewalt Wind und Sturm auf die Oberfläche der Meere einzuwirken vermögen. Unter mittleren und höheren Breitegraden ist aber die Windrichtung zu wechselnd, als dass sie beständige Meeresströmungen erzeugen könnte. Nur in Gegenden, wo Jahr aus Jahr ein nahezu die gleiche Windrichtung herrscht, wie dies, wie wir bald sehen werden, in der Region der Passate der Fall ist, werden die regelmässigen Luftströmungen auch regelmässige Meeresströmungen hervorrufen können.

Auf diese Weise entstehen die auf der Karte Tab. XLIX leicht zu verfolgenden Driftströmungen, welche in der Tropenzone der grossen Ozeane das Wasser auf der Oberfläche der Meere in der Richtung von Ost nach West fortführen.

Im Uebrigen dürfte es wohl schwer halten, die Meeresströme in genügender Weise theoretisch zu erklären, und zwar um so mehr, da die höchst ungleiche Vertheilung von Wasser und Land und die ungleiche Meerestiefe verschiedener Gegenden nur störend auf eine regelmässige Gestaltung der Meeresströme wirken können. Wir müssen uns fast ganz

auf eine empirische Kenntniss derselben beschränken und selbst diese ist noch sehr mangelhaft, da sich die unterseeischen Strömungen der Beobachtung fast gänzlich entziehen.

214 **Die warmen Meeresströme** sind in der Karte durch rothe Curven und ihre Richtung durch kleine Pfeile bezeichnet.

Von den Inseln des Grünen Vorgebirges geht eine Aequatorialströmung nach den Westindischen Inseln. In fast gleicher Richtung läuft eine andere aus dem Golf von Guinea gegen die Nordostküste von Südamerika und diese entlang, um in den Mexicanischen Meerbusen einzudringen. Hier wird die Temperatur der Gewässer, welche auf dem ganzen Wege von Afrika nach Amerika den nahezu scheinbaren Strahlen der Sonne ausgesetzt und dadurch schon stark erwärmt waren, noch bis zu fast 30° C. gesteigert.

Während nun Aequatorialströmungen im Süden des Mexicanischen Meerbusens in denselben eintreten, dringt aus dem nördlichen Theil desselben zwischen Florida und Cuba ein mächtiger Strom warmen und stark salzhaltigen Wassers hervor, welchen wir bereits in §. 180 als Golfstrom kennen lernten. Zunächst folgt er in einiger Entfernung den nordamerikanischen Küsten, um sich in der Nähe von Long Island seiner Hauptrichtung nach mehr östlich zu wenden.

Zwischen Florida und Cuba beträgt seine Breite nur 50 km, beim Cap Hatteras (Ostspitze von Nord-Carolina) ist dieselbe schon auf 120 km gewachsen, um alsbald eine Breite von mehr als 1000 km zu erlangen. An seiner engsten Stelle beträgt die Tiefe des strömenden Wassers ungefähr 360, beim Cap Hatteras beträgt sie nur noch 200 m, um im weiteren Verlauf der Strömung um so mehr abzunehmen, je mehr ihre Breite zunimmt.

Bei Florida hat der Golfstrom eine Geschwindigkeit von 7 km (ungefähr eine deutsche Meile) in der Stunde; beim Cap Hatteras beträgt dieselbe nur noch 5 km, und im weiteren Verlauf des immer breiter und weniger tief werdenden Stromes nimmt seine Geschwindigkeit auf 3, 2, 1 u. s. w. Kilometer in der Stunde ab.

Die klaren Gewässer des Golfstromes zeichnen sich durch eine tief blaue Färbung, welche überhaupt den Meeren der heissen Zone und namentlich auch dem Indischen Ocean eigen ist, von dem helleren mehr grünlichen Wasser des ihn umgebenden Meerwassers aus.

Bei seinem Austritt aus dem Mexicanischen Meerbusen hat der Golfstrom eine Temperatur von nahezu 30° C., welche die des benachbarten stromfreien Meeres um 5° übertrifft. In der Nähe des Cap Hatteras beträgt seine Temperatur noch 26 bis 27° und in der Nähe von Neufundland sind seine Gewässer im Winter noch um 10 bis 15° C. wärmer als die des benachbarten stromfreien Meeres.

Der in der Nähe von Long Island sich nach Osten wendende Theil des Golfstromes spaltet sich nördlich von den Azoren in zwei Theile. Der

Hauptstrom setzt seinen Weg nordöstlich nach den Westküsten Europas fort, er bespült Irland, England und Norwegen und sendet seine Ausläufer bis in die Polarmeere. Ein anderer Theil des Golfstromes wendet sich in südlicher Richtung gegen die Westküsten von Afrika, um sich endlich mit dem bei den Cap-Verdischen Inseln entstehenden Driftstrom zu vereinigen. Ein dritter Theil wendet sich bereits in der Nähe von Neufundland nach der Davisstrasse und nimmt seine Richtung an der Westküste von Grönland entlang, wo er noch in sehr hohen Breiten nachweisbar ist. Nach Anderer Ansicht trennt sich dieser Theil des Golfstromes erst im Süden von Island ab, bespült die Küste dieser Insel und wendet sich dann theilweise nach der grönländischen Küste, um deren Südspitze er in der Davisstrasse herumfließt.

Die dem Golfstrom entsprechende Meeresströmung des Stillen Oceans wird von den Japanern wegen ihrer tief blauen Färbung der Kuro-Shio, d. h. der dunkle Strom genannt. Er bildet eine Fortsetzung der Südsee-Driftströmung. Durch seine hohe Temperatur, welche die des angrenzenden Meeres um 5 bis 10° C. übertrifft, mildert er das Klima der Ostküste von Nipon, welches in schroffem Gegensatze zu dem rauhen Klima der von kalten Meeresströmen bespülten Westküste dieser Insel steht.

Nachdem der Kuro-Shio Japan verlassen hat, wendet er sich mehr östlich, und theilt sich nicht weit von der nordamerikanischen Küste in zwei Theile. Der grössere derselben geht als Californische Strömung in südöstlicher Richtung parallel der Küste bis in die Nähe des nördlichen Wendekreises und wendet sich dann westlich, wo er sich mit der „Passat-Drift“ vereinigt. Der zweite, kleinere Theil, geht in nordwestlicher Richtung längs der Küste, wendet sich dann südwestlich nach den Aleuten und geht wieder in die Hauptströmung zurück.

Kalte Meeresströme. Ausser den im vorigen Paragraph genannten findet man auf Tab. XLIX noch andere hier nicht näher zu besprechende warme Meeresströmungen verzeichnet. Während diese das im Tropengürtel erwärmte Wasser höheren Breiten zuführen, strömt in anderen Gegenden das Wasser aus den Polarregionen dem Aequator zu. Diese kalten Meeresströmungen sind auf Tab. XLIX durch blaue Curven bezeichnet. Ein solcher Polarstrom geht an der Ostküste von Patagonien und bei den Falklandsinseln nördlich längs der südamerikanischen Küste und ist dort bis etwa 35° südlicher Breite nachweisbar. Unter dem 40. Grade südlicher Breite trifft eine aus Westen kommende Strömung die chilenische Küste, und theilt sich dort in zwei Ströme, von denen der eine unter dem Namen des Humboldt- oder Perustromes der Westküste von Südamerika nordwärts folgt, während der andere um das Cap Horn umbiegt und sich zum Theil gegen die Südspitze von Afrika wendet.

An den peruanischen Küsten beträgt die Temperatur des Humboldtstromes 15,5° C., während die Temperatur der stromfreien Meere

jener Gegenden 28° C. beträgt. Der Humboldtstrom übt daher auf das Klima von Chile und Peru einen wohlthätig abkühlenden Einfluss aus, während Brasilien, an dessen Gestaden ein südlicher Ausläufer der atlantischen Aequatorialströmung, die Brasilströmung, entlang fliesst, zu den heissesten Ländern der Erde gehört.

Da wo die Küste Südamerikas am weitesten nach Westen vorspringt, wendet sich der Humboldtstrom grösstentheils nach Westen und seine unter dem Einflusse der Tropensonne mehr und mehr erwärmten Gewässer gehen endlich in die allgemeine Aequatorialströmung über; ein kleiner Theil der Humboldtströmung geht jedoch längs der Küste weiter und lässt sich bis in den Golf von Panama verfolgen.

Im Atlantischen Ocean dringt ein Strom kalten, oft eisführenden Wassers, die Labradorströmung, aus der Davisstrasse und längs der Ostküste von Labrador nach Süden und drängt sich zwischen die amerikanischen Küsten und den Golfstrom ein. Dieser kalte Polarstrom ist es vorzugsweise, welcher die Temperatur der Ostküsten von Nordamerika herabdrückt.

So sehen wir denn, wie die Ostküsten von Nordamerika und die Westküsten von Südamerika durch kalte Meeresströme abgekühlt werden, während umgekehrt die Temperatur der Westküsten von Nordamerika und der Ostküsten von Südamerika durch warme Meeresströmungen über die mittlere Temperatur der entsprechenden Breitengrade erwärmt ist, wie man dies auch durch die Betrachtung der thermischen Isanomalien auf den Karten Tab. XLII bis Tab. XLIV bestätigt findet.

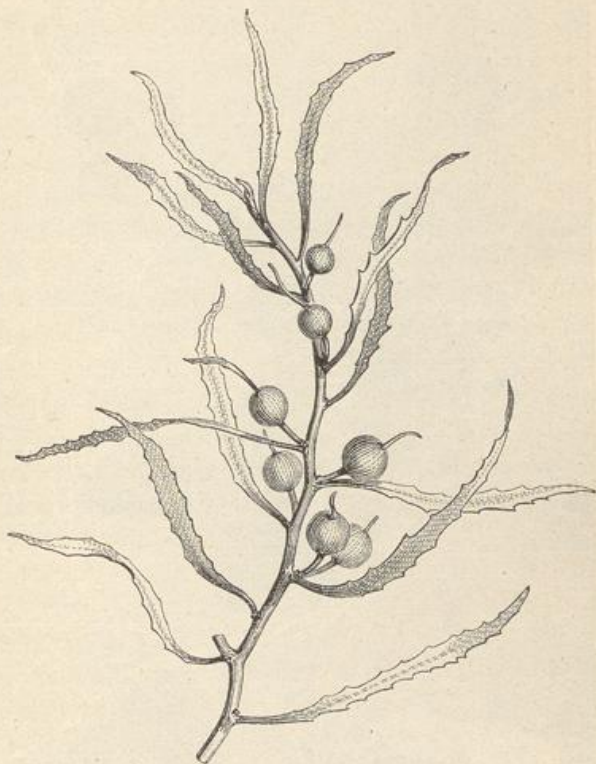
Die Grenze des Treibeises ist auf Tab. XLIX durch $\vee\vee\vee\vee$ bezeichnet.

216 Die Sargassomeere. Der Golfstrom bildet mit der nördlichen Driftströmung des Atlantischen Oceans einen kolossalen Wirbel, welcher zwischen den Canarischen und den Westindischen Inseln eine viele tausend Quadratmeilen grosse, vom 17. bis zum 38. Breitengrade sich erstreckende Meeresoberfläche umkreist. In diesem Theile des Atlantischen Oceans finden sich grosse Massen schwimmenden Seetangs (*sargassum bacciferum*), einer Alge mit zolllangen, gezahnten Blättern und erbsengrossen, beerenförmigen Schwimmblasen, Fig. 342, nach welchem diese Meeresgegend den Namen des Sargassomeeres oder auch des Krautmeeres führt. Die Heimath dieses Seetanges ist wahrscheinlich die Nordküste von Südamerika, wo die Meeresströme die durch Stürme und Wellenschlag vom Boden abgerissenen Pflanzen mit forttragen, um sie endlich in dem grossen atlantischen Wirbel abzusetzen. Durch die Schwimmblase auf der Oberfläche erhalten, wachsen sie von der Wurzel unabhängig fort und bilden so die grünbraunen schwimmenden Wiesen, welche oft so dicht sind, dass sie den Lauf der Schiffe verzögern, und von denen das Schiffsbuch des Columbus zuerst bestimmte Nachrichten giebt. Früher war man wohl der Meinung, dass es in diesen Meeren

zahlreiche Untiefen gebe, auf denen der Tang wachse und von welchen er durch die Wogen abgerissen würde. Genaue Sondirungen haben aber gezeigt, dass hier das Meer mindestens 2000 m tief ist, dass also von einer Vegetation auf dem Meeresboden hier keine Rede sein kann.

Aehnliche Krautmeere finden sich auch in anderen Meeresgegenden. In der Nordhälfte des Grossen Oceans bildet die nördliche Driftströmung

Fig. 342.



mit dem Kuro-Shio einen dem eben besprochenen ganz ähnlichen kolossalen Wirbel, welcher gleichfalls ein Sargassomeer umströmt.

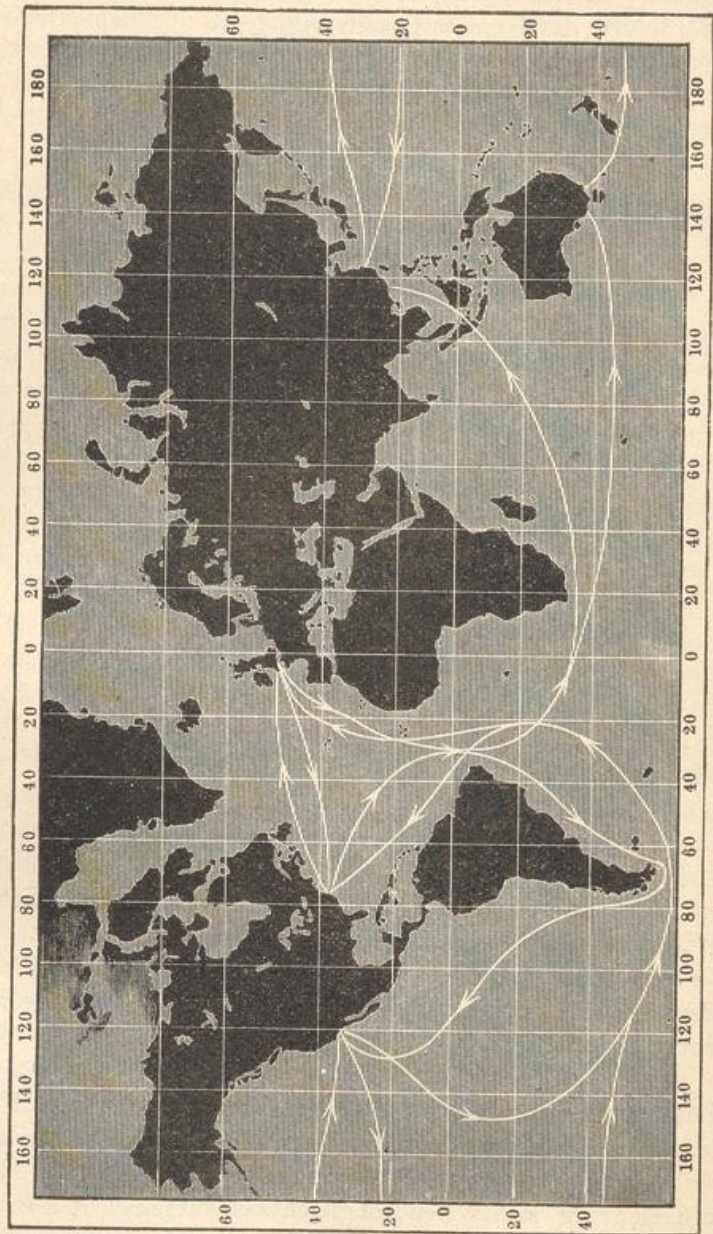
Weitere Anhäufungen schwimmenden Seetangs finden sich zwischen der Südspitze von Amerika und Afrika, zwischen der Südspitze von Afrika und Australien u. s. w.

Unterseeische Strömungen. Die Strömungen auf der Oberfläche der Meere bedingen nothwendiger Weise auch das Vorhandensein von theils entgegengesetzten Strömungen, welche in mehr oder minder grossen Tiefen vor sich gehen, obgleich sich dieselben der Beobachtung fast ganz entziehen und sich ihre Existenz meist nur durch einzelne isolirte Erscheinungen constatiren lässt. Wenn schwimmende Eisberge mitten in den Golfstrom vordringen, wenn solche selbst noch jenseits seines rechten Ufers beobachtet werden, so können sie nur durch

kalte Meeresströme, welche unterhalb des Golfstromes nach Süden ziehen und bis in welche die schwimmenden Eismassen hinab reichen, dahin geführt worden sein.

Das Mittelländische Meer verliert mehr Wasser durch Ver-

Fig. 343.



dunstung, als ihm durch Regen und Flüsse wieder zugeführt wird; sein Spiegel müsste deshalb tief unter den des Atlantischen Oceans sinken, wenn der Wasserverlust nicht durch eine Strömung gedeckt würde,

welche dem Mittelländischen Meere durch die Meerenge von Gibraltar stets frisches Wasser zuführt. Diese Strömung findet natürlich an der Oberfläche der genannten Meerenge statt. Diese aus dem Atlantischen Ocean kommende Strömung führt aber dem Mittelländischen Meere fortwährend salzhaltiges Wasser zu, sein Salzgehalt müsste also fortwährend zunehmen, wenn nicht in der Tiefe der Meerenge von Gibraltar salzhaltigeres Wasser aus dem Mittelländischen Meere in den Atlantischen Ocean zurückströmte. Das Vorhandensein einer solchen unterseeischen Strömung wird durch die Thatsache bestätigt, dass im Jahre 1712 ein zwischen Tarifa und Tanger gesunkenes holländisches Schiff einige Tage nach seinem Sinken am Ufer von Tanger, $2\frac{1}{2}$ Meilen westlich von der Stelle seines Unterganges, wieder auftauchte, obgleich die Strömung an der Oberfläche der Meerenge nach Osten gerichtet ist.

Auch im Rothen Meere, in welches kein Fluss mündet und auf welches nur selten Regen fällt, findet eine lebhafte Verdunstung statt, in Folge deren Wasser aus dem Indischen Ocean durch die Strasse von Bab el Mandeb in den oberen Schichten einströmen muss, während in der Tiefe salzhaltigeres Wasser in den Indischen Ocean zurückströmt.

Seewege. Durch gründliches Studium der in verschiedenen 218 Oceanen herrschenden Winde und Meeresströmungen ist es Maury gelungen, Seewege anzugeben, auf welchen man in ungleich kürzerer Zeit von verschiedenen Punkten aus nach entfernten überseeischen Ländern gelangen kann, als es früher geschah.

Die wichtigsten der von Maury angegebenen Seewege findet man auf der Karte Fig. 343 angegeben. Dem von Maury bezeichneten Wege folgend, gelang es, von New-York schon in 18 bis 20 Tagen den Aequator und in ungefähr 100 Tagen St. Francisco zu erreichen, während man früher zur Erreichung dieser Ziele 40 und 180 Tage gebraucht hatte.

Zur Fahrt von England nach Sydney brauchte man früher 125 Tage und die gleiche Zeit zur Rückfahrt, zusammen also 250 Tage; Maury aber hat den Verkehr zwischen England und Australien zu einer förmlichen Reise um die Welt gestaltet, welche in 130 Tagen ausgeführt werden kann, indem man bei der Fahrt von England nach Australien das Cap der guten Hoffnung, bei der Rückkehr von Australien nach England aber das Cap Horn dublirt.