

Ueber die
periodischen Aenderungen der Temperatur.

Von

J. LIZNAR,

Adjuncten an der k. k. Centralanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus.

Vortrag, gehalten am 30. November 1881.

Mit sechs Holzschnitten.

In der unsere Erde umgebenden Gashülle, welche wir Atmosphäre nennen, gehen fortwährend Veränderungen vor sich, die jeder, sei seine Thätigkeit noch so sehr durch die Anforderungen des Leben auf einen bestimmten Kreis von Geschäften angewiesen, bemerkt. Der jeweilige Zustand der Atmosphäre, den wir Witterung heissen, hat nicht blos auf die Verrichtungen des Menschen sondern auch auf seinen Gemüthszustand einen grossen Einfluss. Wenn wochenlang der Himmel mit einem einförmigen Grau bedeckt ist, so werden am Ende auch wir trübe, wenn es endlich oben wieder hell wird, werden auch wir heiter. So sind wir ein treuer Spiegel der Witterung und jeder ist in diesem Sinne ein Meteorologe. Was sich uns am auffallendsten bemerkbar macht, das ist die regelmässige Wiederkehr wärmerer und kühlerer Tages- und Jahreszeit, die wir auch ohne Anwendung von künstlichen Instrumenten unterscheiden können. Eine solche regelmässige Wiederkehr einer Erscheinung nennen wir eine periodische, und wir wollen sehen, wie diese periodischen Aenderungen der Temperatur hervorgebracht werden.

Die Erdoberfläche empfängt im Laufe eines Jahres grosse Wärmemengen, und zwar sind es vier Quellen, die ihr Wärme zusenden. Zunächst theilt das Erdinnere,

dessen Temperatur höher ist als jene der Erdoberfläche, dieser durch Leitung fortwährend Wärme mit, dann sind alle Sterne als Wärmequellen anzusehen; doch sind die Wärmemengen, die der ersteren Quelle entstammen, so gering, dass sie mit unseren Mitteln nicht beobachtet werden können. Die Sternenwärme kann als constant angesehen werden, so dass sie auf die auf der Erde beobachteten Temperaturen keinen Einfluss hat, jenen ausgenommen, dass sie die Kälteextreme mildert, die sonst während der Abwesenheit der Sonne in der Nacht oder im Winter entstehen würden. Die dritte Wärmequelle ist der Mond, der in Folge seiner Nähe unsere Temperaturen beeinflussen könnte, doch auch für diesen haben die Messungen so geringe Wärmemengen ergeben, dass als einzige und massgebende Wärmequelle die Sonne angesehen werden muss.

Die Wirkung der Sonnenstrahlung ist eine Erwärmung sämtlicher von den Wärmestrahlen getroffenen Körper. Da aber sowohl die Menschen als auch der grösste Theil der Thier- und Pflanzenwelt in der die Erde umgebenden Lufthülle leben, so ist es am zweckmässigsten diese Wirkungen in den Temperaturänderungen der Luft zu verfolgen. Wenn daher im Nachfolgenden von der Temperatur die Rede ist, so wird darunter immer die Temperatur der unteren Luftschichten verstanden.

Die Erde empfängt aber nicht blos sondern sie verliert auch Wärme, indem sie einen grossen Theil der empfangenen Wärme gegen den bedeutend kälteren Himmelsraum ausstrahlt. Die Temperatur des Himmelsraumes

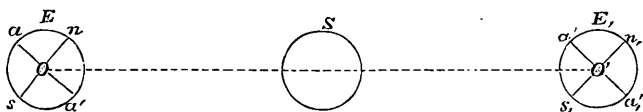
ist unbekannt, sie wird nach den bisher zuverlässigsten Messungen auf -130° bis -140° C. angegeben.

Die an einem Orte der Erde gemessenen Temperaturen hängen also von der Menge der von der Sonne erhaltenen Wärme und von der Grösse der Ausstrahlung ab, und da die erstere nach bestimmten Gesetzen sich im Laufe des Tages und Jahres ändert, so gilt dies auch von der Temperatur. Die Wärmemenge, welche die Sonne einem gewissen Punkte der Erdoberfläche zusendet, hängt ab von der Dauer der Bestrahlung, dem Winkel, unter welchem die Wärmestrahlen einfallen, und von der Entfernung der Erde von der Sonne. Die Ursache warum sich die einem gewissen Punkte der Erde von der Sonne zugestrahlte Wärme ändert, liegt in der täglichen und jährlichen Bewegung der Erde.

Durch die tägliche Bewegung um ihre Axe wird bewirkt, dass sich die Wärme empfangende Halbkugel fortwährend verschiebt, so dass es für alle Orte im Laufe eines Tages ein Maximum und ein Minimum der Wärmeinstrahlung giebt, die dann wieder ein Maximum und ein Minimum der Temperatur im Laufe eines Tages bedingt. Durch die jährliche Bewegung um die Sonne verändert sich an den einzelnen Orten die Dauer der Bestrahlung und auch die Grösse des Winkels, unter welchem die Strahlen die Erdoberfläche treffen, indem die Bogen, welche scheinbar die Sonne im Laufe eines Tages am Himmelsgewölbe beschreibt, geändert werden, und hiedurch wird wieder die Temperatur längerer Abschnitte des Jahres geändert.

Würde die Erdaxe senkrecht auf der Ebene der Erdbahn stehen, so würde auch der Himmelsäquator (so heisst nämlich jene Ebene, die senkrecht gegen die Erdaxe steht) mit der Ebene der Erdbahn zusammenfallen, und die Sonne müsste, von jedem Punkte der Erdoberfläche aus betrachtet, im Aequator erscheinen. Die Sonne würde also stets auch im Zenith des Erdäquators sich befinden, und es müsste an allen Punkten der Erde Tag und Nacht unveränderlich und gleich sein. Da aber die Erdaxe nicht senkrecht auf der Ebene der Erdbahn steht, sondern mit dieser Senkrechten einen Winkel von fast $23\cdot5^{\circ}$ einschliesst und ihre Richtung stets parallel bleibt,

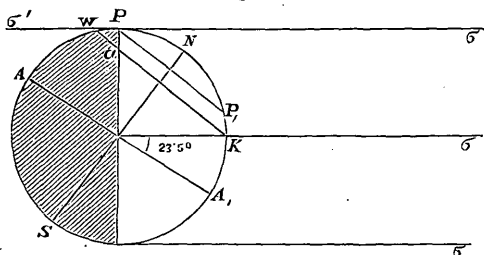
Fig. 1.



so bildet auch der Himmelsäquator mit der Ebene der Erdbahn denselben Winkel. Stellt in Figur 1 σ σ' die Ebene der Erdbahn, ns und $n's'$ die Richtung der Erdaxe in den zwei gegen die Sonne S entgegengesetzten Stellungen und aa' und $a'a''$, die Ebene des Aequators dar, so sieht man, dass in der Stellung der Erde in E die Sonne zwischen n und a , während sie in der Stellung E' zwischen a' und s , im Zenith erscheint. Die Sonne scheint also im Laufe des Jahres ihre Stellung am Himmel zu ändern, indem sie einmal näher dem Nordpol, ein andermal näher dem Südpol zu rücken scheint; sie befindet sich hiernach eine Hälfte des Jahres auf der nörd-

lichen, die andere Hälfte auf der südlichen Seite des Aequators. Sie geht zwei Mal durch den Aequator, und zwar am 21. März, wo sie von Süden über den Aequator nach Norden, und am 23. September, wo sie von Norden nach Süden übertritt. Der erste Punkt der Erdbahn bezeichnet den Frühling der nördlichen und den Herbst der südlichen Halbkugel, der zweite den Herbst der nördlichen und den Frühling der südlichen Halbkugel. Weil an diesen Tagen die Sonne im Aequator erscheint, so sind überall an der ganzen Erde Tag und Nacht gleich,

Fig. 2.



darum heissen auch diese Punkte der Erdbahn die Nachtgleichpunkte, und die Zeit, zu der dies geschieht, die Zeit der Nachtgleichen oder Aequinoctien.

Sowie aber die Sonne den Aequator nach der einen oder andern Seite überschritten hat, werden Tag und Nacht ungleich und zwar um so mehr je weiter man sich vom Aequator (wo sie stets gleich bleiben) gegen die Pole entfernt. Betrachtet man z. B. den Fall Fig. 2, wo die Sonne ihren nördlichsten Stand am 21. Juni erreicht hat, so dass also die Sonnenstrahlen die Richtung $\sigma\sigma'$ haben,

die mit dem Aequator den Winkel von $23\cdot5^{\circ}$ einschliesst, so sieht man, dass mit Ausnahme des Aequators der Tag- und Nachtbogen (*Ka* Tagbogen, *Wa* Nachtbogen) um so ungleicher ausfallen, je weiter man sich vom Aequator entfernt (der Nachtbogen ist durch den schraffirten Theil angedeutet).

Jenen Parallelkreis, über welchem die Sonne an diesem Tage im Zenith erscheint, nennt man den Wendekreis des Krebses. (Auf der südlichen Halbkugel heisst der entsprechende Parallelkreis Wendekreis des Steinbocks). Derselbe schliesst mit dem Aequator einen Winkel von $23\cdot5^{\circ}$ ein.

Man ersieht aus dieser Figur, dass die Umgebung des Nordpols *N* in dieser Zeit stets beleuchtet ist, also einen immerwährenden Tag hat, während der Südpol *S* stets im Schatten bleibt und also Nacht hat. Der Parallelkreis *P P*, bis zu welchem alle Punkte der Erde vom Pole aus gerechnet Tag oder Nacht haben, heisst Polarkreis und weicht vom Aequator um $66\cdot5^{\circ}$ ab. Ferner ist aus Fig. 2 ersichtlich, dass an allen Orten der Nordhemisphäre der Tag länger als die Nacht ist; das Umgekehrte gilt für die südliche. Befindet sich die Sonne auf der südlichen Hemisphäre im Zenith des Wendekreises, so kehren sich die Verhältnisse um; es hat dann die nördliche Halbkugel kürzeren Tag und längere Nacht, die südliche aber längeren Tag und kürzere Nacht.

Dass die Wärmeeinstrahlung im Laufe des Jahres bedeutend verschieden sein könne dadurch, dass die Dauer derselben sich ändert, ersieht man am besten aus

der folgenden Tabelle, welche die Dauer des längsten und kürzesten Tages oder also die Dauer der Wärmeeinstrahlung für die verschiedenen Breiten angibt.

Breite	Längster Tag		Kürzester Tag	
	12 ^h	0 ^m	12 ^h	0 ^m
0°	12	0	12	0
10	12	35	11	25
20	13	13	10	47
30	13	56	10	4
40	14	51	9	9
50	16	9	7	51
60	18	30	5	30
66·5	24	0	0	0

Die Dauer des Tages zwischen den beiden Polarkreisen wechselt zwischen 0 und 24 Stunden; zwischen den Polarkreisen und den Polen ist dieser Unterschied aber noch grösser, so für die nördliche Polarregion:

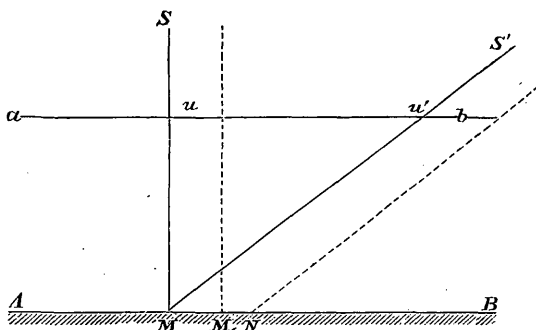
Breite	Beständiger Tag	Beständige Nacht
70°	65 Tage	60 Tage
75	103 "	97 "
80	134 "	127 "
85	161 "	153 "
90	186 "	179 "

Für die südliche Halbkugel sind Columnne 2 und 3 zu vertauschen.

Die Sonnenstrahlen, welche die Sonne zur Erde sendet, müssen zuerst die Atmosphäre durchdringen, die einen Theil derselben absorhirt, den grösseren Theil aber unverändert durchgehen lässt. Beim Durchgange der Strahlen wird also ihre erwärmende Kraft umsomehr geschwächt je länger der Weg ist, den sie durch die

Atmosphäre zurückzulegen haben, und je dichter und dampfreicher die betreffenden Luftschichten sind. Stelle in Fig. 3 AB ein Stück der Erdoberfläche, ab die oberste Schichte der Atmosphäre und MS einen Wärmestrahл vor, der von der Sonne kommt, wenn sie im Scheitel steht, und $S'M$ wenn sie niedriger steht, so sieht man, dass der Weg uM umso länger wird, je näher am Horizont die Sonne steht. Je höher also die Sonne am

Fig. 3.



Himmelsgewölbe erscheint, desto grösser ist die erwärmende Wirkung der von ihr ausgehenden Strahlen. Diese Wirkung wird aber auch deshalb grösser, weil der Winkel, unter welchem sie einfallen, umso grösser wird. Um dies einzusehen, denke man sich in der vorhergehenden Figur statt des einen Strahls SM und $S'M$ ein Strahlenbündel von einem gewissen Querschnitte MM_1 , so wird dieses eine umso grössere Fläche MN treffen, je niedriger die Sonne steht, und

daher die Wirkung kleiner ausfallen müssen, auch wenn dies nicht schon in Folge der Absorption zum Theil geschehen würde.

Die durch die Atmosphäre durchgegangenen Strahlen treffen die Erdoberfläche und erwärmen dieselbe je nach der Beschaffenheit der sie bildenden Gegenstände mehr oder weniger. Hat sich aber die Erdoberfläche erwärmt, so erwärmt sich auch die über derselben lagernde Luftschichte, so dass wir indirect durch Beobachtung der Lufttemperatur die Aenderung der Sonnenstrahlung ermitteln können.

Verschiedene Körper werden durch dieselbe Wärmemenge ungleich erwärmt, die einen mehr, die anderen weniger. So erwärmt sich z. B. der feste Boden unter dem Einflusse der Sonnenstrahlung viel rascher und in höherem Grade als eine mit Vegetation bedeckte Fläche oder eine Wasserfläche. Das Wasser ist jener Körper, der die meiste Wärme braucht, um sich zu erwärmen, ausserdem wird ein Theil der Sonnenstrahlen von der Oberfläche desselben zurückgeworfen, ein anderer dringt durch und bewirkt also keine Erwärmung. Weiter ist bei Wasser noch zu beachten, dass ein Theil der empfangenen Wärme zur Dampfbildung verwendet wird und also unwirksam bleibt für die Temperaturerhöhung.

I. Tägliche Periode der Temperatur.

Wir wollen nun sehen, wie die tägliche Aenderung der Temperatur hervorgebracht wird. Die Sonne sendet von ihrem Aufgange an immer Wärmestrahlen aus, deren

Wirkung um so grösser ist, je höher sie über den Horizont steigt; um Mittag, wo sie ihren höchsten Stand erreicht, ist also auch die Wärmewirkung am grössten.

So lange aber die Wärmemenge, die ein Punkt der Erdoberfläche empfängt, grösser wird, so lange erwärmt sich der Boden und die darüber befindliche Luft immer mehr. Hat die Sonne ihren höchsten Stand überschritten, so wird die Erwärmung abnehmen, und da die Erde fort Wärme gegen den kalten Himmelsraum ausstrahlt, wird auch die Temperatur, die wir beobachten, sinken. Dieses Sinken dauert aber auch dann noch fort, wenn die Sonne untergegangen ist, weil ja die Temperatur des Bodens und der Luft viel höher ist als jene des Himmelsraumes. und es wird dann erst ein Steigen derselben beginnen, wenn die Sonne Wärmestrahlen zuzusenden beginnt; dies tritt beim Sonnenaufgang ein. Aus dieser Betrachtung ersehen wir, dass die höchste Temperatur genau um Mittag, die niedrigste aber unmittelbar vor Sonnenaufgang eintreten müsste. Dass dies annähernd der Fall ist, hat Jeder Gelegenheit zu beobachten. Wollen wir aber sehen, ob die besprochenen Verhältnisse der Wirklichkeit entsprechen, so müssen wir uns an die Beobachtung wenden.

Um die Lufttemperatur zu bestimmen, bringt man ein Thermometer in ein hölzernes Häuschen mit Jalousien, um es vor directer Sonnenstrahlung zu schützen und doch der Luft freien Zutritt zu gestatten. Liest man ein so aufgestelltes Thermometer jede Stunde des Tages und der Nacht ab, so ersieht man aus den abgelesenen

Daten die Aenderung der Temperatur während eines Tages. Da aber die so erhaltenen Temperaturen durch andere Factoren wie durch Wind, Regen und Bewölkung beeinflusst werden können, so genügt eine eintägige Beobachtung nicht, um das Gesetz der steigenden und abnehmenden Temperatur im Laufe des Tages zu ermitteln, es müssen vielmehr diese Beobachtungen viele Tage nach einander wiederholt werden. Nimmt man dann das Mittel aller einer jeden Stunde entsprechenden Daten, so erhält man den sogenannten mittleren täglichen Gang der Temperatur.

Sind die Beobachtungen viele Jahre nach einander gemacht worden, so kann man den jedem Monat entsprechenden Gang erhalten, wenn man den mittleren Gang eines und desselben Monates in den verschiedenen Jahren zu einem Mittel vereinigt.

Als Beispiel führen wir den täglichen Gang der Temperatur von Prag an, wie er sich nach 18jährigen Beobachtungen ergibt. (1844—1861.)

Mittern.	1 ^h	2 ^h	3 ^h	4 ^h	5 ^h	6 ^h	7 ^h	8 ^h	9 ^h	10 ^h	11 ^h	
	7·8 ⁰	7·5 ⁰	7·3 ⁰	7·1 ⁰	6·8 ⁰	6·6 ⁰	6·6 ⁰	7·0 ⁰	7·8 ⁰	8·6 ⁰	9·6 ⁰	10·4 ⁰

Mittag	1 ^h	2 ^h	3 ^h	4 ^h	5 ^h	6 ^h	7 ^h	8 ^h	9 ^h	10 ^h	11 ^h	
	11·1 ⁰	11·7 ⁰	12·0 ⁰	12·0 ⁰	11·8 ⁰	11·5 ⁰	10·9 ⁰	10·2 ⁰	9·5 ⁰	8·9 ⁰	8·4 ⁰	8·1 ⁰

Wir ersehen aus diesen Zahlen, dass die höchste Temperatur nicht genau auf Mittag fällt, sondern später eintritt. Die niedrigste Temperatur entspricht aber der Stunde des Sonnenaufganges.

Noch weniger übereinstimmend findet man den Eintritt der höchsten Temperatur mit der grössten eingestrahnten Wärmemenge, wenn man den mittleren täglichen Gang in den einzelnen Monaten betrachtet. So tritt in Prag die höchste und tiefste Temperatur zu den in der folgenden Tabelle angegebenen Zeiten ein. (Zum Vergleich ist auch die Stunde des Sonnenaufganges beigesetzt.)

Monat	Eintrittszeit des		Sonnenaufgang	
	Maximums	Minimums		
Jänner	2 ^h 32 ^m	N. M.	6 ^h 50 ^m V. M.	7 ^h 54 ^m V. M.
Februar	2 40	"	6 18 "	7 12 "
März	2 54	"	6 10 "	6 14 "
April	3 0	"	5 45 "	5 7 "
Mai	3 0	"	5 19 "	4 15 "
Juni	3 0	"	4 50 "	3 51 "
Juli	3 5	"	5 0 "	4 10 "
August	3 5	"	5 28 "	4 53 "
September	2 50	"	5 53 "	5 38 "
October	2 35	"	6 10 "	6 25 "
November	2 5	"	6 25 "	7 15 "
December	2 5	"	7 0 "	7 55 "

Die höchste Temperatur tritt also in den Sommermonaten später ein als in den Wintermonaten, während die niedrigste in den Sommermonaten kurz vor, in den Wintermonaten aber nach dem Sonnenaufgang beobachtet wird. Einen ähnlichen Gang finden wir auch an anderen Orten.

Was ist nun die Ursache der Verspätung der höchsten Temperatur? So lange die Höhe der Sonne wächst, nimmt auch die eingestrahelte Wärmemenge und mit ihr die Temperatur zu; hat aber die Sonne ihren höchsten Stand,

um Mittag überschritten, so sendet sie zwar der Erdoberfläche eine geringere Wärmemenge zu, doch ist diese immerhin noch grösser als der Wärmeverlust durch Ausstrahlung. Dadurch steigt die Temperatur noch in den Nachmittagsstunden so lange, bis endlich der Wärmeverlust durch Ausstrahlung mit der eingestrahelten Wärme gleich gross wird. Im Winter, wo die eingestrahelte Wärmemenge überhaupt geringer ist, muss dieser Zeitpunkt früher eintreten, wie es auch die Beobachtungen zeigen.

Wie schon früher erwähnt worden ist, haben auf den täglichen Gang der Temperatur der Wind, der Regen und die Bewölkung den grössten Einfluss. Es kann z. B. vorkommen, dass die Temperatur plötzlich durch einen kalten hereinbrechenden Wind noch vor der Zeit ihres Maximums zu sinken beginnt; ebenso kann oft eine rasche Temperaturerhöhung, die nicht der Sonnenstrahlung zugeschrieben werden kann, beobachtet werden. (Der letztere Fall kommt bei uns im Winter sehr häufig vor, wo dann die Temperatur binnen wenigen Minuten um viele Grade steigt.) Aehnlich verhält es sich mit dem Niederschlag. Da aber der Wind seine oft raschen Richtungsänderungen in keiner bestimmten Tagesstunde vollführt, ebenso der Niederschlag an keine bestimmte Tageszeit gebunden erscheint, so ist es unmöglich, seinen Einfluss auf den täglichen Gang zu ermitteln. Anders verhält es sich mit der Bewölkung.

Der Einfluss der Bewölkung lässt sich dadurch ermitteln, dass man jene Tage auswählt, an welchen der

Himmel stark bewölkt war, so dass die Sonnenstrahlen nicht ihre volle Wirkung üben konnten, und sie mit solchen vergleicht, wo keine oder ein sehr geringer Grad derselben notirt wurde. Bildet man die Differenz zwischen der höchsten und niedrigsten Temperatur eines Tages, so heisst diese in der Meteorologie „tägliche Schwankung“, und es zeigt sich, dass die Bewölkung die tägliche Schwankung vermindere. Die Ursache hievon ist leicht einzusehen; am Tage wird durch die Wolkendecke die Sonnenstrahlung, während der Nacht aber die Ausstrahlung in ihrer Wirkung geschwächt, es kann also die Temperatur am Tage nicht so hoch steigen, während der Nacht aber nicht so tief sinken, als an heiteren Tagen.

Für Prag wurde durch die angedeutete Berechnung ermittelt, dass die tägliche Schwankung im Mittel des Jahres an heiteren Tagen 9.5° , an trüben Tagen dagegen bloss 3.1° beträgt.

Da an Orten, welche nahe am Meere liegen, in der Regel die Bewölkung gross ist, so ist einleuchtend, dass solche Orte auch eine geringere tägliche Schwankung zeigen werden als jene, die im Innern eines Festlandes liegen, wo die Bewölkung sehr gering ist.

Die tägliche Schwankung ist nicht überall gleich, auch wenn wir von der Bewölkung ganz absehen, sie wird um so kleiner, je weiter man sich vom Aequator entfernt, bis sie an den Polen selbst fast gänzlich verschwindet. Ebenso ist sie auf hohen Bergen beträchtlich kleiner als in der Ebene.

So ist z. B. die tägliche Schwankung in:

Nowaja Semla . . .	73° 38' N. Br.	2·5°
Wien	48° 14' "	5·9°
St. Bernhard 2478 ^m	45° 50' "	4·7°
Genf 408 ^m	46° 21' "	8·7°

Die Ursache dieser Erscheinung ist leicht einzusehen, wenn man bedenkt, dass, je weiter man vom Aequator gegen die Pole sich bewegt, desto kleiner die täglich eingestrahlte Wärmemenge wird, so dass die Temperatur am Tage in höheren Breiten nicht so hoch steigen kann als in niederen dies der Fall ist. Zwischen Polarkreis und Pol, wo entweder die Sonne gar nicht untergeht oder gar nicht aufgeht, wird natürlich die Aenderung am kleinsten ausfallen müssen.

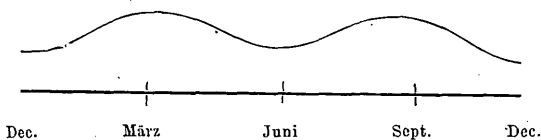
Auf hohen Bergen kann die Temperatur deshalb nicht so hoch steigen, wie in der Ebene, weil die Bodenfläche, welche hier die Luftschichten erwärmt, viel zu klein ist, und die Luft ausserdem in fortwährender Bewegung sich befindet, wodurch die erwärmte durch eine kühlere ersetzt wird.

II. Jährliche Periode der Temperatur.

Wollen wir die Wirkung der Sonnenstrahlung in verschiedenen Breiten im Laufe eines Jahres betrachten, so müssen wir beachten, dass die Strahlung sich verschieden ergeben muss bei verschiedenem Sonnenstande. In Folge der Neigung der Erdbahn gegen den Himmelsäquator kommt die Sonne an allen Punkten der Erdober-

fläche, welche zwischen den beiden Wendekreisen liegen, zweimal in das Zenith. Während dieser Zeit fallen die von ihr ausgesendeten Wärmestrahlen senkrecht auf die betreffenden Parallelkreise und erwärmen diese mehr als dies sonst der Fall ist. So steht die Sonne Ende März und September im Zenith des Aequators und entfernt sich am meisten vom Zenith desselben Ende December und Juni. In den Monaten März und September wird daher der Aequator die meiste, im December und Juni die geringste Wärmemenge empfangen.

Fig. 4.



Würde die Temperaturänderung vollkommen parallel mit der eingestrahltten Wärmemenge sich ändern, so müsste der jährliche Gang der Temperatur die Form der obenstehenden Figur haben; d. h. es müsste die Temperatur im Laufe des Jahres zwei Maxima und zwei Minima zeigen, die gleich weit von einander abstehen. Entfernen wir uns vom Aequator, so rücken die Zeiten, wo die Sonne im Zenith erscheint, immer näher an einander und wenn wir an den Wendekreis gelangen, so befinden wir uns an jenem Punkte der Erdoberfläche, an welchem sie nur ein einziges Mal in's Zenith tritt. An jedem andern Orte der Erde ausserhalb der Wendekreise, gelangt sie nicht mehr in das Zenith, sondern bildet im Laufe

des Jahres mit demselben einmal den kleinsten und grössten Winkel.

Dem entsprechend muss die Sonnenstrahlung innerhalb der Wendekreise im Laufe des Jahres zweimal am grössten ausfallen, während sie ausserhalb derselben nur einmal ihren grössten Werth erlangt.

Theoretisch müsste also auch die Temperatur innerhalb der Wendekreise zwei Maxima zeigen, die um so

Fig. 5.



Zwischen Aequator und Wendekreis.

Fig. 6.



Wendekreis bis Pol.

näher an einander rücken und daher auch das zwischenliegende Minimum verkleinern, je näher man an die Wendekreise kommt, bis sie an den letzteren selbst in eines zusammenfallen, so dass es nur ein Maximum und ein Minimum gibt. Ueber die Wendekreise hinaus kann nach dem Vorhergehenden auch nur ein Maximum und ein Minimum auftreten. Der jährliche Gang der Temperatur müsste also obige Form haben. (Fig. 6.)

In Wirklichkeit tritt der jährliche Gang innerhalb der Wendekreise nicht so klar hervor, und auch die Eintrittszeiten der Maxima und Minima fallen nicht mit den theoretisch bestimmten Zeiten zusammen, weil gerade in den heissen Gegenden der Erde der Gang der Temperatur durch die Regen bedeutend modificirt wird. Es ist nämlich eine bekannte Erscheinung, dass in den tropischen Gegenden zu gewissen Jahreszeiten ein sehr heftiger Regen sich einstellt, und durch längere Zeit anhält (diese Zeit heisst daher auch Regenzeit), und da diese Regen die Temperatur der Erdoberfläche und also auch der Luft abkühlen, so ist es begreiflich, dass durch sie die Eintrittszeit der höchsten Temperatur beeinflusst werden kann. Dort z. B. wo die Regen zur Zeit des höchsten Sonnenstandes eintreten, wird das Temperaturmaximum schon früher beobachtet; dies ist z. B. in Indien der Fall.

Von den Temperaturbeobachtungen dürfen wir also bloss Andeutungen, aber keine vollständige Uebereinstimmung mit den Aenderungen der Sonnenstrahlung erwarten. Um den Gang der Temperatur im Laufe des Jahres zu übersehen, bildet man für jeden Monat das Temperaturmittel und zwar dadurch, dass man die Tagesmittel des betreffenden Monates addirt und durch die Anzahl der Tage dividirt. Selbstverständlich kann man sich auch hier mit den Beobachtungen eines Jahres nicht begnügen; es müssen, um die Temperatur der einzelnen Monate nur annähernd richtig zu erhalten, viele Jahre benutzt werden können. Die nachfolgenden Zahlen geben eine Uebersicht, wie sich die Temperatur in Wirklich-

keit im Laufe eines Jahres in der Nähe des Aequators und in höheren Breiten ändert.

Batavia $6^{\circ} 11'$ S. Br., $106^{\circ} 50'$ östl. L. v. Gr.

D.	J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	Jahr
25.2	25.3	25.3	25.9	26.3	26.4	26.0	25.7	26.0	26.3	26.4	26.3	25.9

Wien $48^{\circ} 14'$ N. Br. $16^{\circ} 22'$ östl. L. v. Gr.

D.	J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	Jahr
-0.3	-1.7	0.1	4.3	9.9	15.1	18.8	20.5	19.7	15.9	10.0	3.9	9.7

Batavia haben wir gewählt, weil wir sehr wenige Orte in so niederen Breiten besitzen, von denen längere Beobachtungsreihen vorliegen. Die angeführten Temperaturen sind das Mittel aus zwölfjährigen Beobachtungen (1866 — 1878); sie zeigen uns die Erscheinung zweier Maxima und Minima auf das Deutlichste.

Das erste Maximum tritt Anfangs Mai, das zweite ungefähr Mitte October ein. Da die Sonne in Batavia am 4. März und 8. October im Zenith steht, so ergibt sich eine Verspätung des Eintritts der höchsten Temperatur, ähnlich wie dies beim täglichen Gange besprochen worden ist.

Die Daten für Wien (100jährige Mittel 1775—1874) zeigen, wie sich die Temperatur im Laufe des Jahres ausserhalb der Wendekreise ändert; wir sehen ein Maximum Ende Juli und ein Minimum in der ersten Hälfte des Jänner eintreten. Auch hier verspäten sich also die Eintrittszeiten der höchsten und tiefsten Temperaturen. Aehnlich wie für Wien ergibt sich der jährliche Gang für alle ausserhalb der Wendekreise liegende Orte.

Selbstverständlich hat die südliche Halbkugel stets die entgegengesetzte Jahreszeit von jener, die gleichzeitig auf der nördlichen währt.

Die Sonne sendet allen Punkten eines und desselben Parallelkreises im Laufe eines Jahres dieselbe Wärmemenge zu; es sollte sonach auch die Temperatur und ihre Aenderung an allen gleich sein. Dies bestätigt die Beobachtung keinesfalls, es zeigt sich vielmehr eine bedeutende Verschiedenheit, die also von Faktoren abhängen muss, welche die Wirkung der Sonnenstrahlung beeinflussen. So liegen die zwei Orte Hamburg und Barnaul fast auf demselben Parallel und doch sind die Temperaturen der beiden Orte sehr verschieden, wie aus der nachfolgenden Zusammenstellung zu ersehen ist:

	Hamburg	Barnaul
	53·6° N.	53·3° N.
Winter	0·5	— 17·2
Sommer	16·4	17·6
Jahr	8·1	0·2

Die Wintertemperatur von Barnaul ist um 17·7° tiefer als jene von Hamburg, trotzdem das letztere um 0·3° nördlicher liegt. Ebenso gross ist der Unterschied zwischen den Aenderungen der Temperatur vom Sommer zum Winter. Während derselbe z. B. in Hamburg nur 15·9° beträgt, erreicht er in Barnaul den Betrag von 34·8°. Die Ursache dieser Verschiedenheit ist die ungleiche Beschaffenheit der Erdoberfläche; es ist der grosse Einfluss des festen Bodens und der Wasserbedeckung auf die Wärmestrahlung. Der feste Boden erwärmt sich mehr

als das Wasser, verliert aber auch durch Ausstrahlung leichter seine Wärme, so dass sich hieraus die angeführte Erscheinung ohne Schwierigkeit erklären lässt. Beim Wasser kommt übrigens noch eine Eigenschaft in Betracht, welche bewirkt, dass seine Oberfläche langsamer erkaltet. Die Oberfläche desselben bleibt nicht nur deshalb wärmer, weil seine specifische Wärme grösser ist, sondern auch deshalb, weil, wenn dieselbe abkühlt, die erkaltete obere Schichte als specifisch schwerer nach unten sinkt und einer wärmeren Platz macht.

Die Temperatur eines Ortes ist ferner nicht nur von der Insolation und Ausstrahlung abhängig, sondern es erfolgt zwischen den verschiedenen Gegenden der Erde ein immerwährender Austausch der Wärme durch die Bewegung der Luft, die wir als Winde bezeichnen. Ein weiterer einflussreicher Factor ist die Bewölkung, die wie wir dies schon beim täglichen Gange gesehen haben, die Jahresextreme mildert. Da nun im Allgemeinen jene Gegenden, die in der Nähe des Meeres liegen, die grösste Bewölkung haben, so wirken beide Ursachen, Wasserbedeckung und Bewölkung im selben Sinne, so dass die jährliche Schwankung in der Nähe der Küsten kleiner wird, als auf dem Festlande.

Wie schon früher gesagt worden ist, sind die Tage in den verschiedenen Breiten, mit Ausnahme des Aequators, wo ihre Länge stets zwölf Stunden beträgt, verschieden lang; dadurch bilden sich im Laufe des Jahres um so grössere Temperaturoegensätze, je weiter wir uns vom Aequator entfernen. Um dies deutlicher zu machen,

führen wir nach Lambert die Summe der Sonnenstrahlung für verschiedene Breiten an, wobei jedoch bemerkt werden muss, dass sich diese Zahlen auf keine bestimmte Einheit beziehen, sondern blos Relativzahlen sind.

	Sommer	Winter
Aequator	6·0262	6·0262
Wendekreis	6·5701	4·5774
45 ⁰ Breite	6·2204	2·6820
Polarkreis	5·3067	0·7165
Pol	5·0041	0·0000

Die Wärmestrahlung im Sommer beträgt hienach für den Pol 0·8 von jener am Aequator und bedingt also eine bedeutende Steigerung der Temperatur in diesen Gegenden. Im Winter ist sie Null und die Temperatur muss daher in Folge der Ausstrahlung ungemein sinken.

Dass die Temperaturunterschiede zwischen Sommer und Winter um so grösser werden, je mehr wir uns vom Aequator entfernen, lässt sich auch durch Beobachtungen erweisen. So beträgt der Temperaturunterschied zwischen dem wärmsten und kältesten Monat für:

	Breite	Temperatur- unterschied
Quito	0 ⁰ 14' S	1·5 ⁰ C
Cap York	10 44 "	3·2 "
Hong-Kong	22 56 N	13·1 "
Suer	29 58 "	15·3 "
Rom	41 54 "	16·6 "
Wien	48 14 "	22·2 "
Petersburg	59 56 "	26·9 "
Archangelsk	64 32 "	29·4 "
Rensselaerhafen	78 37 "	41·4 "
(Nordwestgrönland)		

In niederen Breiten ist die jährliche Temperaturschwankung so klein, dass sie von der täglichen übertroffen wird. So haben wir z. B. für

	Jährliche Schwankung	Tägliche Schwankung
Batavia	1·2 ⁰ C.	6·0 ⁰ C.

Man hat aus diesem Grunde die Nacht den Winter der Tropen genannt.

III. Mehrjährige Perioden der Temperatur.

Die bisher betrachteten periodischen Aenderungen der Temperatur müssen dem Menschen sehr frühzeitig aufgefallen sein; es gibt aber noch eine periodische Aenderung, wenn auch nur vom theoretischen Werthe, deren Existenz erst in neuester Zeit fast ausser Zweifel gesetzt wurde; es ist dies die dem Sonnenfleckenstande entsprechende Aenderung der Jahrestemperatur. Summirt man die Monatmittel der Temperatur und dividirt dann diese Summe durch 12, so erhält man das Jahresmittel.

Für einen und denselben Ort ist dieses nicht gleich, sondern schwankt um einen gewissen Mittelwerth, der die mittlere Temperatur des betreffenden Ortes heisst und nach unserer bisherigen Anschauung constant ist. Auf den ersten Blick sind die Aenderungen des Jahresmittels von einem Jahr zum anderen ganz unregelmässig, und es bedurfte eines sehr umfangreichen Materials, um

in diesen Aenderungen eine Gesetzmässigkeit aufzufinden. Will man nämlich die Frage beantworten, ob die Temperatur nebst der täglichen und jährlichen Periode auch noch eine andere längere besitzt, so genügen hierzu die Beobachtungen eines Ortes nicht mehr, man muss vielmehr Beobachtungen von ganzen Länderstrecken zur Verfügung haben.

Wählt man für einen Breitengürtel eine Anzahl Orte, deren Jahrestemperaturen für eine Reihe von Jahren bekannt sind, und vereinigt die Mittel eines jeden Jahres zu einem Mittel, so erhält man eine Zahlenreihe, welche die Aenderung der Temperatur für diesen Gürtel von einem Jahr zum anderen angibt. Uebersichtlicher werden diese Zahlen aber dadurch, dass man sie summirt und durch die Anzahl der Jahre dividirt, wodurch man eine gewisse mittlere Temperatur erhält, von der jedes Jahresmittel der Reihe abgezogen, eine zweite Zahlenreihe liefert, die die Veränderungen besser ersichtlich macht.

Da alle meteorologischen Aenderungen in der heissen Zone viel regelmässiger vor sich gehen, so war dies auch von den besagten Temperaturmitteln zu erwarten und dies bestätigte auch die Rechnung.

So erhielt Dr. Köppen, der diese Untersuchung durchgeführt hatte, für die Tropen¹⁾ folgende Zahlenreihe.

¹⁾ Beobachtungen von: Vorderindien, tropischem Amerika und Hinterindien.

Abweichungen vom Mittel in Graden Celsius.

1820	— 0·31	1840	+ 0·04
1821	+ 0·56	1841	+ 0·11
1822	+ 0·31	1842	+ 0·44
1823	+ 0·44	1843	+ 0·33
1824	+ 0·20	1844	+ 0·04
1825	+ 0·18	1845	+ 0·17
1826	+ 0·12	1846	+ 0·02
1827	+ 0·03	1847	— 0·37
1828	+ 0·21	1848	— 0·05
1829	— 0·41	1849	— 0·09
1830	— 0·59	1850	— 0·08
1831	+ 0·49	1851	— 0·05
1832	+ 0·61	1852	— 0·06
1833	+ 1·04	1853	+ 0·23
1834	+ 0·08	1854	+ 0·25
1835	— 0·55	1855	+ 0·30
1836	— 0·46	1856	— 0·01
1837	— 0·70	1857	— 0·22
1838	— 0·27	1858	— 0·28
1839	— 0·46	1859	— 0·28

Da diese Zahlen in ihrem Gange noch eine grosse Unregelmässigkeit zeigen, so kann man die Originalzahl jedes Jahres ersetzen durch das Mittel aus dieser und der halben Summe des vorhergehenden und nachfolgenden Jahres, wodurch dann die Zahlenreihe in folgende übergeht:

Jahr	D.	R.	Jahr	D.	R.
1821	+ 0·19	6·1	1840	— 0·04	63·2
1822	+ 0·27	4·0	1841	+ 0·12	36·8
1823	+ 0·23	1·8	1842	+ 0·22	24·2
1824	+ 0·17	8·6	1843	+ 0·19	10·7
1825	+ 0·11	15·6	1844	+ 0·10	15·0

Jahr	D.	R.	Jahr	D.	R.
1826	+ 0·08	36·0	1845	+ 0·07	40·1
1827	+ 0·10	49·4	1846	0·00	61·5
1828	+ 0·01	62·5	1847	— 0·13	98·4
1829	— 0·20	67·3	1848	— 0·10	124·3
1830	— 0·18	70·7	1849	— 0·05	95·9
1831	+ 0·16	47·8	1850	— 0·05	66·5
1832	+ 0·46	27·5	1851	— 0·05	64·5
1833	+ 0·46	8·5	1852	+ 0·01	54·2
1834	+ 0·11	13·2	1853	+ 0·11	39·0
1835	— 0·25	56·9	1854	+ 0·17	20·6
1836	— 0·36	121·8	1855	+ 0·14	6·7
1837	— 0·36	138·2	1856	+ 0·01	4·3
1838	— 0·28	103·1	1857	— 0·12	22·8
1839	— 0·19	85·8	1858	— 0·18	54·8

Wir sehen hieraus, dass die Temperatur der auf einander folgenden Jahre eine gewisse Zeit höher, eine andere aber tiefer ist, als das allgemeine Mittel, d. h. es sind gewisse Jahre wärmer, andere wieder kühler. Die Aenderung erfolgt allmählig von einem Maximum zu einem Minimum. So beträgt die Abweichung im Jahre 1822 $+ 0·27^0$, wird dann immer kleiner, bis sie im Jahre 1829 negativ am grössten wird, und zwar $— 0·20^0$. Von da an wird sie wieder grösser, bis sie im Jahre 1832/33 das Maximum $+ 0·46^0$ erreicht; und so sehen wir abwechselnd positive und negative Differenzen auftreten, die aber nach einem bestimmten Gesetze aufeinanderfolgen.

Für diese periodische Aenderung der Jahrestemperatur, die sich übrigens nur in den Tropen so deutlich zeigt, ist die Wissenschaft vorläufig ausser

Stande, eine Erklärung zu geben. Nur das Eine ist als sehr wahrscheinlich erwiesen, dass mit dieser Aenderung gewisse Vorgänge auf der Sonne, von deren Wesen wir auch nicht hinreichend unterrichtet sind, in Beziehung stehen.

Wenn man nämlich die Sonnenscheibe mit einem hierzu eingerichteten Fernrohr in den aufeinander folgenden Jahren betrachtet, so zeigt dieselbe ein sehr verschiedenes Aussehen. In manchen Jahren ist die ganze Scheibe vollkommen klar, d. h. gleich stark leuchtend, in anderen zeigen sich auf derselben viele und grosse dunkle Flecken, die wir Sonnenflecken nennen. Auch die Sonnenflecken erscheinen oder verschwinden nicht plötzlich, sondern es wird immer ein allmäliger Uebergang von vollkommener Klarheit bis zur grössten Fleckenzahl beobachtet.

Beobachtet man die Sonne im Laufe des Jahres so oft als möglich und notirt jedesmal die Anzahl der Flecken, so lässt sich für jedes Jahr eine gewisse Mittelzahl der Flecken angeben, die dann eine Vergleichung der verschiedenen Jahre bezüglich der Fleckenzahl gestattet.

Die in der vorhergehenden Tabelle unter der Ueberschrift R. angeführten Zahlen sind nun solche Mittelzahlen der Sonnenflecken, und man ersieht auf den ersten Blick, wie sich diese vom Jahre 1821—1858 geändert haben.

Die früher angedeutete Beziehung zwischen den Jahrestemperaturen und Sonnenflecken ist aus dieser

Tabelle ebenfalls ersichtlich; man sieht, dass in den Jahren, wo die Sonnenscheibe am stärksten mit Flecken bedeckt ist, die Temperatur am tiefsten sinkt, dass umgekehrt die Jahre mit geringster Fleckenzahl die wärmsten sind.

Die Sonnenflecken haben, nach Wolf, eine 11·1jährige Periode, d. h. das Maximum resp. Minimum derselben steht vom nächsten Maximum resp. Minimum um 11·1 Jahre ab. Fasst dieselbe Periode zeigt sich aber auch bei der Jahrestemperatur. Um dies ersichtlicher zu machen, enthält die nachfolgende Tabelle die Eintrittszeiten der höchsten und tiefsten Jahrestemperatur und der Maxima und Minima der Sonnenflecken.

Minimum der Temperatur	Maximum der Sonnenflecken
1830·1	1829·5
1836·4	1827·2
1847·6	1848·6
Maximum der Temperatur	Minimum der Sonnenflecken
1822·5	1823·2
1833·1	1833·8
1842·8	1844·0
1854·7	1856·2

Wenn diese periodische Aenderung der Temperatur auch keinen praktischen Werth hat, so ist ihr theoretischer um so grösser, indem sie uns zeigt, dass die Sonne im Laufe der Jahre gewissen Veränderungen unterworfen ist, die entweder selbst Ursache der ersteren sind, oder dass beide Erscheinungen derselben Ursache zugeschrieben werden müssen.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse Wien](#)

Jahr/Year: 1882

Band/Volume: [22](#)

Autor(en)/Author(s): Liznar Josef

Artikel/Article: [Ueber die periodischen Aenderungen der Temperatur. 53-82](#)