

Drittes Capitel.

Die Hydrometeore.

Verbreitung des Wasserdampfes in der Luft. Wenn man an 179
einem heißen Sommertage eine mit Wasser gefüllte Schale ins Freie stellt, so sieht man die Quantität des Wassers rasch abnehmen; es verdunstet, das heißt: es geht in Dampfgestalt über und verbreitet sich in der Luft. Der Wasserdampf ist wie jedes andere farblose durchsichtige Gas für unsere Blicke nicht wahrnehmbar, das Wasser scheint, indem es verdunstet, gänzlich verschwunden zu sein.

Das in der Luft verbreitete Wasser wird erst wieder sichtbar, wenn es, in seinen flüssigen Zustand zurückkehrend, Nebel oder Wolken, Thau oder Reif bildet. Wenn man sich von der Existenz des Wasserdampfes in der Luft überzeugen will, muß man ihn auf irgend eine Weise verdichten.

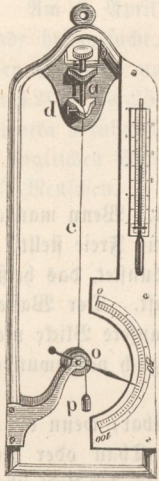
Ganz unmittelbar erhält man die Menge des in einem bestimmten Volumen Luft enthaltenen Wasserdampfes, wenn man die Luft durch ein mit hygroskopischen Substanzen gefülltes Rohr saugt. Um ein regelmäßiges Durchstreichen der Luft durch das Absorptionsrohr zu bewirken, wendet man einen Aspirator an. Es ist dies im Wesentlichen ein bis auf zwei Oeffnungen verschlossenes mit Wasser gefülltes Gefäß; aus der einen Oeffnung fließt durch ein Rohr beständig Wasser ab, die andere Oeffnung ist mit dem Absorptionsrohre in Verbindung, so daß hier ein dem ausfließenden Wasser gleiches Volumen getrockneter Luft eintritt. Wie viel Wasserdampf in der durch das Absorptionsrohr gesaugten Luftmenge enthalten war, ergibt sich, wenn man dies Rohr vor und nach dem Versuche wägt.

Die Bestimmungsweise des Wassergehaltes der Luft mit dem Aspirator, dem man verschiedene, bald mehr, bald weniger zweckmäßige Formen gegeben hat, ist allerdings etwas umständlich und giebt auch nicht den Wassergehalt der Luft in einem bestimmten Momente, sondern den mittleren Wassergehalt während der ganzen Dauer des Versuches; man hat deshalb kleinere, leichter

transportable Apparate construirt, welche unter dem Namen der Hygrometer bekannt sind.

Es ist bekannt, daß viele organische Körper die Eigenschaft haben, Wasserdampf zu absorbiren und sich dabei verhältnißmäßig zu verlängern. Unter anderen sind auch Haare, Fischbein u. s. w. solche hygroskopische Körper, und man benutzte sie deshalb zur Construction von Hygrometern. Das beste Instrument der Art ist das von Saussure angegebene Haarhygrometer, welches Fig. 240 abgebildet ist.

Das Haar *c* ist mit seinem oberen Ende im Bängelchen *a* befestigt, das andere Ende desselben aber ist um eine mit zwei Rinnen versehene Rolle geschlungen, während in der zweiten Rinne um die Rolle ein Seidenfaden geschlungen ist, der ein kleines Gewicht *p* trägt, durch welches das Haar beständig gespannt erhalten wird. An der Axe der Rolle ist ein Zeiger befestigt, welcher auf einem Gradbogen hin und her geht, wenn die Rolle durch die Verlängerung oder Verkürzung des Haares gedreht wird.



Die Schraube am oberen Theile des Apparates dient, um die Spannung des Haares zu reguliren.

Wenn sich das Instrument in feuchter Luft befindet, so absorbirt das Haar viel Wasserdampf und wird dadurch länger, in trockener Luft aber verkürzt es sich, wodurch natürlich der Zeiger bald nach der einen, bald nach der anderen Seite gedreht wird.

Die Graduirung des Instruments wird auf folgende Weise bewerkstelligt. Zuerst bringt man das Instrument unter eine Glocke, deren innerer Raum durch Chlorcalcium oder durch Schwefelsäure ausgetrocknet wird. Die Stelle der Scala, auf welcher sich der Zeiger unter diesen Verhältnissen feststellt, ist der Punkt der größten Trockenheit; er wird mit 0 bezeichnet.

Nun bringt man das Instrument unter eine Glocke, deren Wände mit destillirtem Wasser befeuchtet sind, während auch auf dem Boden, auf welchem die Glocke steht, destillirtes Wasser ausgebreitet ist. Der Raum unter der Glocke sättigt sich bald mit Wasserdampf, und der Zeiger geht nach dem anderen Ende der Scala hin. Der Punkt, wo er sich jetzt feststellt, ist der Punkt der größten Feuchtigkeit; er wird mit 100 bezeichnet.

Der Zwischenraum zwischen diesen beiden Punkten wird in 100 gleiche Theile getheilt, welche man Feuchtigkeitsgrade nennt.

Das auf diese Weise graduirte Hygrometer giebt zwar die äußerste Trockenheit oder Feuchtigkeit der Luft an, es zeigt, ob sich die Luft dem Sättigungspunkte mehr oder weniger nähert, man kann aber aus den Hygrometergraden keinen directen Schluß auf die Menge des Wasserdampfes in der Atmosphäre machen. Wie groß die jedem Hygrometergrade entsprechende Spannkraft des Wasserdampfes in der Luft ist, kann nur auf empirischem Wege ermittelt werden.

Gay-Lussac verfuhr folgendermaßen: Er bestimmte zunächst das Maximum der Spannkraft des Wasserdampfes, welcher sich bei einer Temperatur von 10° über verschiedenen Salzlösungen bilden kann. Alsdann brachte er sein Instrument bei derselben Temperatur der Reihe nach mit diesen Flüssigkeiten unter die Glocke und notirte jedesmal die Grade, bei welchen sich das Instrument einstellte. Die folgende Tabelle enthält die Resultate dieser Versuche.

Namen der Flüssigkeit.	Specifisches Gewicht bei 10° C.	Spannkraft des Dampfes, wenn man die Spannkraft des Wasserdampfes bei 10° mit 100 bezeichnet.	Grade des Haarygrometers, bei welchen sich der Zeiger für die verschiedenen Flüssigkeiten einstellte.
Wasser	1,000	100,0	100,0
Lösung von salzsaurem Natron	1,096	90,6	97,7
desgl.	1,163	82,3	92,2
desgl.	1,205	75,9	87,4
Lösung von salzsaurem Kalk .	1,275	66,0	82,0
desgl.	1,343	50,5	71,0
desgl.	1,397	37,6	61,3
Schwefelsäure	1,493	18,1	33,1
desgl.	1,541	12,2	25,3
desgl.	1,702	2,4	6,1
desgl.	1,848	0	0

Er fand also z. B., daß bei 10° die Wasserdämpfe über einer Auflösung von Chlorcalcium, deren specifisches Gewicht 1,275 ist, 66 Proc. von der Spannkraft der Wasserdämpfe besitzen, welche bei derselben Temperatur über reinem Wasser sich bilden; wenn aber das Hygrometer unter eine Glocke gebracht wird, deren Wände mit dieser Lösung befeuchtet sind, so stellt es sich auf 82 Grad; man kann daraus den Schluß ziehen, daß der Theilstrich 82 des Hygrometers einen Feuchtigkeitsgehalt der Luft anzeigt, welcher 66 Procent des zur Sättigung nöthigen beträgt. Nach diesen Beobachtungen hat Gay-Lussac durch Interpolation eine Tabelle berechnet, welche den jedem einzelnen Hygrometergrade entsprechenden Feuchtigkeitsgehalt der Luft angiebt. Wir geben umstehend diese Tabelle nur von 10 zu 10 Grad.

Hygrometergrade.	Entsprechende Feuchtigkeit der Luft.	Hygrometergrade.	Entsprechende Feuchtigkeit der Luft.
0	0	60	36,28
10	4,57	70	47,19
20	9,45	80	61,22
30	14,78	90	79,09
40	20,78	100	100,00
50	27,79		

Wenn also das Hygrometer auf 60° steht, so enthält die Luft 36,28 Procent desjenigen Wasserdampfes, welchen sie enthalten müßte, um gesättigt zu sein.

Diese Tabelle ist jedoch nur für Temperaturen ganz zulässig, welche nicht viel von 10° verschieden sind.

Regnault hat neuerdings auch Untersuchungen über das Haarhygrometer angestellt. Er fand es zweckmäßiger, die Haare mit Aether zu entfetten, statt sie in einer Sodalösung zu kochen, wie es Saussure angegeben hatte.

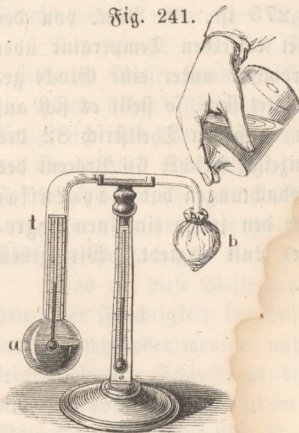
Er fand, daß Hygrometer, mit einerlei Art von Haaren construirt, welche auf gleiche Weise entfettet wurden, zwar nicht streng übereinstimmend gehen, daß sie aber für die meisten Beobachtungen als vergleichbar betrachtet werden können; daß dagegen Hygrometer mit Haaren von verschiedener Natur und verschiedener Zubereitung sehr große Unterschiede in ihren Angaben zeigen können, selbst wenn sie an den Endpunkten mit einander stimmen.

Daraus geht klar hervor, daß man nicht eine für alle Haarhygrometer gültige Tabelle berechnen könne, sondern daß man eigentlich für jedes Instrument der Art Versuche in obiger Weise anstellen und aus diesen eine Tabelle berechnen müsse.

180

Daniel's Hygrometer ist Fig. 241 dargestellt; es besteht aus einer

Fig. 241.



gekrümmten Röhre, welche mit zwei Kugeln endigt; die eine, *a*, ist entweder vergoldet oder mit einer ganz dünnen glänzenden Platinschicht überzogen, die andere ist mit einem Läppchen feiner Leinwand umwickelt. Die Kugel *a* ist zur Hälfte mit Aether gefüllt und enthält ein kleines Thermometer, dessen Theilung in die Röhre *t* hineinragt. Der Apparat ist vollkommen luftleer. Wenn man nun Aether auf die Kugel *b* tröpfelt, so wird sie durch die Verdampfung desselben erkaltet, in ihrem Inneren werden Aetherdämpfe condensirt und dadurch eine Verdampfung des Aethers in der Kugel *a* bewirkt, indem gewissermaßen der Aether aus der wärmeren Kugel *a* in die kältere *b* über-

destillirt. Bei der Dampfbildung in der Kugel *a* wird aber ebenfalls Wärme gebunden und sie beschlägt sich endlich mit einem zarten Thau.

Die Entstehung dieses Thaues läßt sich leicht erklären. Die Physik lehrt, daß im leeren Raume die Spannkraft des Wasserdampfes für eine bestimmte Temperatur eine gewisse Gränze nicht übersteigen kann, daß aber das Maximum der Spannkraft mit der Temperatur steigt. Für eine Temperatur von 20° z. B. ist das Maximum der Spannkraft des Wasserdampfes 17,4 Millimeter (Lehrb. d. Physik, 5. Aufl. Bd. II. S. 559), und die entsprechende Dichtigkeit des Wasserdampfes 0,00001731; in einem luftleeren Raume von 1 Cubikmeter können also bei einer Temperatur von 20° höchstens 17,31 Gramm Wasser in Form von Dampf enthalten sein.

Wir wissen aber ferner, daß in einem lusterfüllten Raume gerade ebensoviel Wasserdampf enthalten sein kann als in einem gleich großen luftleeren Raume, und daß sich in diesem Falle die Spannkraft der Luft und die Spannkraft des in ihr verbreiteten Wasserdampfes summiren. Bei einer Temperatur von 20° können also in einem Cubikmeter Luft ebenfalls 17,31 Gramm Wasser als Dampf enthalten sein.

Man sagt, die Luft sei mit Wasserdampf gesättigt, wenn der in ihr verbreitete Wasserdampf das ihrer Temperatur entsprechende Maximum der Spannkraft und Dichtigkeit erreicht hat.

Bringt man in eine mit Feuchtigkeit gesättigte Luft einen kälteren Körper, so wird dieser die nächsten Luftschichten erkalten, ein Theil des in ihnen enthaltenen Wasserdampfes wird sich verdichten müssen und setzt sich in Form von feinen Tröpfchen an den kalten Körper an. Auf diese Weise bildet sich der Beschlag an den Fensterscheiben in einem bewohnten erwärmten Zimmer, wenn die Temperatur der äußeren Luft niedrig genug ist, um die Fensterscheiben hinlänglich zu erkalten.

Nicht immer ist die Luft mit Feuchtigkeit gesättigt, d. h. es ist nicht immer in derselben gerade soviel Wasserdampf enthalten, als sie bei ihrer Temperatur aufnehmen könnte. Nehmen wir z. B. an, jedes Cubikmeter Luft enthielte bei einer Temperatur von 20° C. nur 13,63 Gramm Wasserdampf, so ist sie nicht gesättigt; denn bei dieser Temperatur könnte ja jedes Cubikmeter Luft 17,31 Gramm Wasserdampf enthalten. Aus der angeführten Tabelle (Lehrb. d. Physik, Bd. II. S. 559) ersieht man aber, daß die Dichtigkeit des gesättigten Wasserdampfes bei 16° gleich 0,00001363 ist; für eine Temperatur von 16° wäre also die Luft gesättigt. Man müßte also die Luft bis unter 16° erkalten, wenn eine Verdichtung von Wasserdampf stattfinden sollte.

Die Temperatur, für welche eben die Verdichtung des Wasserdampfes beginnt, die Temperatur also, für welche die Luft gerade mit Wasserdampf gesättigt ist, heißt der Thaupunkt.

Der Thaupunkt ist es nun, welchen man am Daniel'schen Hygrometer beobachtet; sobald nämlich die Kugel *a* bis zur Temperatur des Thaupunktes erkalte ist, fängt diese Kugel an sich zu beschlagen; die Temperatur des Thau-

punktes liest man unmittelbar an dem in die Kugel *a* hineinragenden Thermometer ab.

Die folgende Tabelle giebt den Wassergehalt der mit Dampf gesättigten Luft für den Thaupunkt von -20° bis $+40^{\circ}$ Celsius an.

Temperatur des Thaupunktes.	Entsprechende Spannkräft des Wasserdampfes.	Gewicht des Wasserdampfes in 1 Cubikmeter Luft.	Temperatur des Thaupunktes.	Entsprechende Spannkräft des Wasserdampfes.	Gewicht des Wasserdampfes in 1 Cubikmeter Luft.
	mm	gr		mm	gr
-20°	1,3	1,5	19 ^o	16,3	16,2
-15	1,9	2,1	20	17,4	17,3
-10	2,6	2,9	21	18,3	18,1
-5	3,7	4,0	22	19,4	19,1
0	5,0	5,4	23	20,6	20,2
1	5,4	5,7	24	21,8	21,3
2	5,7	6,1	25	23,1	22,5
3	6,1	6,5	26	24,4	23,8
4	6,5	6,9	27	25,9	25,1
5	6,9	7,3	28	27,4	26,4
6	7,4	7,7	29	29,0	27,9
7	7,9	8,2	30	30,6	29,4
8	8,4	8,7	31	32,4	31,0
9	8,9	9,2	32	34,3	32,6
10	9,5	9,7	33	36,2	34,3
11	10,1	10,3	34	38,3	36,2
12	10,7	10,9	35	40,4	38,1
13	11,4	11,6	36	42,7	40,2
14	12,1	12,2	37	45,0	42,2
15	12,8	13,0	38	47,6	44,4
16	13,6	13,7	39	50,1	46,7
17	14,5	14,5	40	53,0	49,2
18	15,4	15,3			

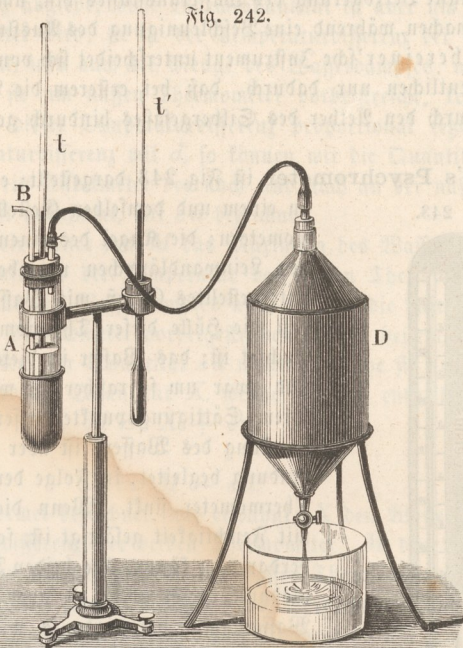
Wenn uns das Hygrometer für den Thaupunkt 12° C. anzeigt, so erschen wir aus dieser Tabelle, daß jedes Cubikmeter Luft 10,7 Gramm Wasserdampf enthält; wäre der Thaupunkt 17° C., so enthielte jedes Cubikmeter Luft 14,5 Gramm Wasserdampf u. s. w.

Gegen die Genauigkeit der Angaben des Daniel'schen Hygrometers lassen sich mit Recht folgende Einwendungen machen. Der Aether in der Ku-

gel *a* ist an der Oberfläche kälter als an den tieferen Stellen; die Handhabung des Apparates erfordert eine längere Anwesenheit des Beobachters in der Nähe desselben, wodurch sowohl die Temperatur als auch der Feuchtigkeitsgehalt der Luft modificirt wird; die Menge des Aethers, welcher auf der Kugel *b* verdampft, äußert ebenfalls einen Einfluß auf den hygrometrischen Zustand der Luft, welcher noch dadurch verschlimmert wird, daß der käufliche Aether nie ganz wasserfrei ist.

Schon lange hat Döbereiner auf die Schwierigkeit aufmerksam gemacht, mit dem Daniel'schen Hygrometer genaue Resultate zu erhalten; er construirte ein anderes, auf demselben Principe beruhendes Instrument, welches jedoch nicht so beachtet worden zu sein scheint, wie es verdient.

Vor Kurzem hat Regnault ein Instrument angegeben, welches als eine Bervollkommnung des eben erwähnten Döbereiner'schen angesehen werden kann. Am unteren Ende der Glasröhre *A*, Fig. 242, ist ein fingerhutartiges



Gefäß von dünnem polirtem Silberblech befestigt, welches ungefähr 20^{mm} Durchmesser hat und 45^{mm} hoch ist. Oben ist die Glasröhre *A* mit einem Kork verschlossen, welcher drei Löcher hat. Durch das eine derselben geht die Röhre *B* hindurch, welche fast bis auf den Boden des Silbergefäßes reicht; durch die zweite Oeffnung geht die Röhre eines Thermometers, dessen Gefäß sich ungefähr in der Mitte des Silbergefäßes befindet. Ein kurzes Glasröhrchen,

welches nur eben bis unter den Kork reicht, steckt in der dritten Oeffnung. Von diesem Röhrchen führt ein Gummischlauch zu dem mit Wasser gefüllten Aspirator *D*.

Das silberne Gefäß und die Glasröhre *A* sind ungefähr so weit mit Aether gefüllt, wie die Figur zeigt. Wird nun der Hahn des Aspirators geöffnet, so fließt hier das Wasser aus, in gleichem Maße aber muß Luft durch das Rohr *B* einströmen, welche durch den Aether in *A* in Form von Bläschen aufsteigt, und dadurch eine rasche Verdunstung desselben bewirkt, in Folge deren das Silbergefäß von außen beschlägt.

Die Temperatur des Thaupunktes wird am Thermometer *t*, die der umgebenden Luft am Thermometer *t'* abgelesen.

Der Beobachter steht am Aspirator *D* und beobachtet das Silbergefäß und die Thermometer durch ein Fernrohr.

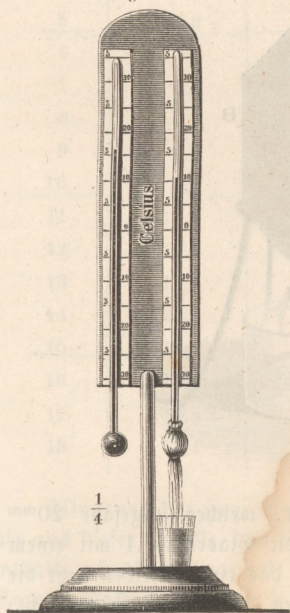
Wenn das Silbergefäß die Temperatur des Thaupunktes erreicht hat, so reicht die geringste Verzögerung des Wasserausflusses hin, um den Beschlag verschwinden zu machen, während eine Beschleunigung des Ausflusses ihn vermehrt.

Das Döbereiner'sche Instrument unterscheidet sich von dem Regnault'schen im Wesentlichen nur dadurch, daß bei ersterem die Luft mittelst einer Druckpumpe durch den Aether des Silbergefäßes hindurch getrieben wird.

181

August's Psychrometer ist Fig. 243 dargestellt; es besteht aus zwei

Fig. 243.



an einem und demselben Gestelle befestigten Thermometern; die Kugel des einen ist mit einem feinen Leinwandläppchen umgeben, welches in ein untergestelltes Gefäß mit Wasser herabhängt, so daß die Hülle dieser Thermometerkugel stets befeuchtet ist; das Wasser in dieser Hülle verdunstet, und zwar um so rascher, je weiter die Luft von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist. Die Verdunstung des Wassers ist aber von einer Wärmebindung begleitet, in Folge deren das umwickelte Thermometer sinkt. Wenn die Luft vollkommen mit Feuchtigkeit gesättigt ist, so wird kein Wasser verdampfen können, die beiden Thermometer stehen alsdann gleich hoch; ist aber die Luft nicht mit Wasserdampf gesättigt, so wird das umwickelte Thermometer sinken, und zwar um so tiefer, je weiter die Luft von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist. Aus der Temperaturdifferenz der beiden Thermometer kann man auf den Feuchtigkeitszustand der Luft schließen.

Wenn ein hinreichend starker Luftzug stattfindet, so wird sich die an der nassen Thermometerkugel vorbeistreichende Luft mit Wasserdampf sättigen,

sie wird aber einen Theil ihrer Wärme zur Dampfbildung abgeben; das nasse Thermometer zeigt die Temperatur an, bis zu welcher die Luft an dieser Kugel erkaltet und für welche sie sich mit Wasserdampf sättigt. Nehmen wir an, das nasse Thermometer zeige 16 Grad, so sehen wir daraus, daß die Luft, welche an der umwickelten Kugel vorbeistreicht, auf 16° erkaltet wird, und daß sie dieselbe für diese Temperatur gesättigt verläßt. Wäre die ganze Luftmasse für die Temperatur von 16° mit Wasserdampf gesättigt, so würde jedes Cubikmeter Luft 13,7 Gramm Wasserdampf enthalten; so viel Wasserdampf enthält sie aber in der That nicht, denn sie nimmt ja an der nassen Kugel, bis zu 16° erkaltet, noch Wasserdampf auf; der Feuchtigkeitszustand der Atmosphäre ist also von der Art, daß jedes Cubikmeter Luft weniger als 13,7 Gramm Wasserdampf enthält.

Die Menge des Wasserdampfes, welche die Luft aufnimmt, indem sie an der nassen Kugel vorbeistreicht, hängt von der Wärmequantität ab, welche sie zur Dampfbildung abgibt; diese Wärmequantität ist aber um so bedeutender, je stärker sie erkaltet wird, sie ist der Temperaturdifferenz der beiden Thermometer proportional, und auch die Menge des Wasserdampfes, welchen die Luft aufnimmt, wenn sie am nassen Thermometer vorbeistreicht, können wir ohne merklichen Fehler dieser Temperaturdifferenz proportional setzen. Bezeichnen wir diese Temperaturdifferenz mit d , so können wir die Quantität des Wasserdampfes, welchen ein Cubikmeter der nach und nach an der nassen Kugel vorbeistreichenden Luft aufnimmt, mit cd bezeichnen.

Bezeichnen wir ferner mit M das Maximum des Wasserdampfes, welchen ein Cubikmeter Luft bei der Temperatur des nassen Thermometers enthalten kann, die Quantität des Wasserdampfes also, welchen die Luft wirklich enthält, welche am nassen Thermometer vorbeigestrichen ist, so besteht diese Quantität M aus zwei Theilen, der Quantität cd nämlich, welche sie an der Kugel aufgenommen hat, und der Quantität X , welche sie schon enthielt; es ist also:

$$M = X + cd$$

oder:

$$X = M - cd.$$

In dieser Formel bezeichnet, wie erwähnt, X den Wassergehalt der Luft, d die Temperaturdifferenz der beiden Thermometer, M den Wassergehalt der Luft, wenn sie für die Temperatur des nassen Thermometers gesättigt wäre, und c einen constanten Factor, welcher durch Versuche ermittelt werden muß.

Durch vergleichende Versuche mit dem Psychrometer und dem Daniel'schen Hygrometer ergab sich:

$$c = 0,65.$$

Um nicht für jede Beobachtung erst den Wassergehalt der Luft berechnen zu müssen, hat man Tabellen berechnet, in welchen man, wie in der folgenden, für jede Lufttemperatur und jede beobachtete Differenz der beiden Thermometer den Wassergehalt der Luft gleich auffuchen kann.

Temperatur der Luft in Graden nach Celsius.	Differenz des trockenen u. befeuchteten Thermometers.												
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
- 20	1,5	0,8	0,1										
- 19	1,6	0,9	0,2										
- 18	1,8	1,0	0,3										
- 17	1,9	1,1	0,4										
- 16	2,0	1,2	0,5										
- 15	2,1	1,4	0,6										
- 14	2,3	1,5	0,8										
- 13	2,4	1,6	0,9	0,1									
- 12	2,6	1,8	1,0	0,3									
- 11	2,7	2,0	1,2	0,4									
- 10	2,9	2,1	1,3	0,6									
- 9	3,1	2,3	1,5	0,7									
- 8	3,3	2,5	1,7	0,9	0,1								
- 7	3,5	2,7	1,9	1,1	0,3								
- 6	3,7	2,9	2,1	1,3	0,5								
- 5	4,0	3,1	2,3	1,5	0,7								
- 4	4,2	3,4	2,5	1,7	0,9	0,1							
- 3	4,5	3,6	2,8	1,9	1,1	0,3							
- 2	4,8	3,9	3,0	2,2	1,4	0,5							
- 1	5,1	4,2	3,3	2,4	1,6	0,8							
0	5,4	4,5	3,6	2,7	1,9	1,0	0,2						
+ 1	5,7	4,7	3,8	2,9	2,1	1,2	0,4						
+ 2	6,1	5,1	4,1	3,2	2,3	1,4	0,5						
+ 3	6,5	5,4	4,4	3,4	2,5	1,6	0,7						
+ 4	6,9	5,8	4,8	3,7	2,7	1,8	1,0						
+ 5	7,3	6,2	5,1	4,1	3,1	2,1	1,2	0,3					
+ 6	7,7	6,6	5,5	4,5	3,4	2,4	1,4	0,5					
+ 7	8,2	7,0	5,9	4,9	3,8	2,8	1,8	0,8					
+ 8	8,7	7,5	6,4	5,3	4,2	3,2	2,1	1,1	0,2				
+ 9	9,2	8,0	6,9	5,7	4,6	3,6	2,5	1,5	0,5				
+ 10	9,7	8,5	7,3	6,2	5,1	4,0	2,9	1,9	0,9				
+ 11	10,3	9,1	7,9	6,7	5,6	4,4	3,3	2,3	1,2	0,2			
+ 12	10,9	9,7	8,4	7,2	6,0	4,9	3,8	2,7	1,7	0,6			
+ 13	11,6	10,3	9,0	7,8	6,6	5,4	4,3	3,1	2,1	1,0			
+ 14	12,2	10,9	9,6	8,3	7,1	5,9	4,8	3,6	2,5	1,4	0,4		
+ 15	13,0	11,6	10,3	9,0	7,7	6,5	5,3	4,1	3,0	1,9	0,8		
+ 16	13,7	12,3	10,9	9,6	8,3	7,0	5,8	4,6	3,5	2,4	1,3	0,2	
+ 17	14,5	13,1	11,6	10,3	9,0	7,7	6,4	5,2	4,0	2,9	1,7	0,7	
+ 18	15,3	13,8	12,4	11,0	9,6	8,3	7,0	5,8	4,6	3,4	2,2	1,1	
+ 19	16,2	14,7	13,2	11,7	10,3	9,0	7,7	6,4	5,1	3,9	2,8	1,6	
+ 20	17,1	15,5	14,0	12,5	11,1	9,7	8,3	7,0	5,8	4,5	3,3	2,2	
+ 21	18,1	16,5	14,9	13,4	11,9	10,5	9,1	7,7	6,4	5,1	3,9	2,7	
+ 22	19,1	17,4	15,8	14,2	12,7	11,2	9,8	8,4	7,1	5,8	4,5	3,3	
+ 23	20,2	18,5	16,8	15,2	13,6	12,1	10,6	9,2	7,8	6,4	5,2	3,9	2,5
+ 24	21,3	19,5	17,8	16,1	14,5	12,9	11,4	10,0	8,5	7,2	5,8	4,5	3,1
+ 25	22,5	20,6	18,9	17,1	15,5	13,8	12,3	10,8	9,3	7,9	6,5	5,2	3,9
+ 26	23,8	21,8	20,0	18,2	16,5	14,8	13,2	11,6	10,1	8,7	7,3	5,9	4,6
+ 27	25,1	23,1	21,2	19,3	17,5	15,8	14,2	12,6	11,0	9,5	8,1	6,7	5,3
+ 28	26,4	24,4	22,4	20,5	18,7	16,9	15,2	13,5	11,9	10,4	8,9	7,5	6,1
+ 29	27,9	25,8	23,7	21,7	19,8	18,0	16,3	14,6	12,9	11,3	9,8	8,3	6,8
+ 30	29,4	27,2	25,1	23,0	21,1	19,2	17,4	15,6	13,9	12,3	10,7	9,1	7,7
+ 31	31,0	28,7	26,5	24,4	22,4	20,4	18,5	16,7	15,0	13,3	11,6	10,1	8,5
+ 32	32,6	30,3	28,0	25,8	23,8	21,7	19,8	17,9	16,1	14,3	12,7	11,0	9,4
+ 33	34,4	31,9	29,6	27,3	25,2	23,1	21,1	19,1	17,3	15,4	13,7	12,0	10,4
+ 34	36,2	33,7	31,2	28,9	26,7	24,5	22,4	20,4	18,5	16,6	14,8	13,1	11,4
+ 35	38,1	35,5	33,0	30,6	28,2	26,0	23,8	21,8	19,8	17,8	16,0	14,2	12,5

Man findet in dieser Tabelle den Wassergehalt eines Cubikmeters Luft, in Grammen ausgedrückt, für die jedesmalige Lufttemperatur und die gleichzeitig beobachtete Differenz der beiden Thermometer, wenn man in der Horizontalreihe, deren äußerste Ziffer links die Lufttemperatur angiebt, bis zu der Verticalreihe herübergeht, welche mit der beobachteten Differenz der beiden Thermometer überschrieben ist. So findet man z. B. für die Lufttemperatur von 20°, wenn das nasse Thermometer auf 16° steht, wenn also die Temperaturdifferenz der beiden Thermometer 4° ist, den Wassergehalt der Luft gleich 11,1, d. h. in diesem Falle enthält jedes Cubikmeter Luft 11,1 Gramm Wasserdampf.

Regnault hat durch zahlreiche Versuche nachgewiesen, daß die Temperaturdifferenz der beiden Thermometer wesentlich von der Stärke des Luftzuges abhängt, daß das feuchte Thermometer in einem geschlossenen Raume nicht so tief sinkt, als wenn es dem Luftzuge ausgesetzt ist. Ebenso fand er, daß bei niedriger Temperatur und sehr feuchter Luft die aus den Angaben des Psychrometers berechneten Werthe des Wassergehaltes bedeutend von den mittelst des Aspirators gefundenen abweichen; die in der vorstehenden Tabelle angegebenen Werthe des Wassergehaltes der Luft sind also wohl nur bei mittleren und höheren Temperaturen und nicht gar zu feuchter Luft als ziemlich genau zu nehmen.

Tägliche Variationen im Wassergehalte der Luft. Da bei 182 hoher Temperatur mehr Wasserdampf in der Luft verbreitet sein kann, da mit steigender Wärme das Wasser an der Oberfläche der Gewässer und vom feuchten Boden mehr und mehr verdunstet, so läßt sich wohl erwarten, daß der Wassergehalt der Luft im Laufe eines Tages ab- und zunehmen wird. Die Gesetze der täglichen Variationen des Wassergehaltes der Atmosphäre sind besonders durch lange Versuchsreihen von Reuber in Apenrade, von Kupffer in Petersburg und von Kämk in Halle und auf den Alpen ermittelt worden.

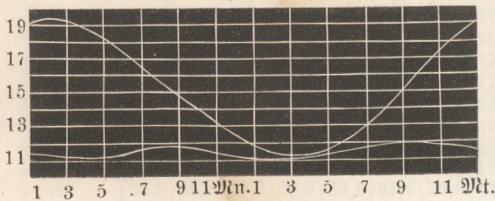
Die folgende Tabelle giebt die mittlere Spannkraft für die einzelnen Tagesstunden in den Monaten Januar, April, Juli und October an.



Stunden.	Januar.	April.	Juli.	October.
Mittag	4,29	6,15	11,62	8,27
1	4,32	6,05	11,42	8,29
2	4,34	6,08	11,32	8,23
3	4,33	6,09	11,22	8,15
4	4,28	6,09	11,18	8,10
5	4,25	6,09	11,25	8,06
6	4,24	6,12	11,36	8,10
7	4,22	6,15	11,68	8,07
8	4,20	6,13	11,76	7,96
9	4,18	6,10	11,75	7,88
10	4,15	6,05	11,67	7,80
11	4,14	6,03	11,52	7,72
Mitternacht	4,11	6,02	11,33	7,66
1	4,09	5,99	11,15	7,59
2	4,09	5,93	11,05	7,52
3	4,08	5,88	11,07	7,43
4	4,08	5,84	11,21	7,36
5	4,07	5,87	11,44	7,34
6	4,06	5,96	11,68	7,44
7	4,06	6,08	11,96	7,49
8	4,05	6,25	12,11	7,75
9	4,07	6,34	12,05	8,06
10	4,12	6,35	11,89	8,23
11	4,21	6,28	11,72	8,28
Mittel	4,17	6,08	11,52	7,87

Nach dieser Tabelle sind die Variationen des Wassergehaltes der Luft während eines Tages für den Monat Juli in Fig. 244 graphisch, und zwar

Fig. 244.



in der unteren Curve, dargestellt. Die Abscissen sind der Zeit, die Ordinaten der Spannkraft des Wasserdampfes proportional aufgetragen. Man sieht, daß der Wassergehalt der Luft zwei Maxima, gegen 9 Uhr Abends und gegen 9 Uhr

Morgens, und zwei Minima, um 4 Uhr Nachmittags und kurz vor Sonnenaufgang, hat.

Wenn mit Sonnenaufgang die Temperatur steigt, vermehrt sich auch die Menge des Wasserdampfes in der Luft, jedoch dauert dies nur bis 9 Uhr, wo ein durch die starke Erwärmung des Bodens veranlaßter aufwärtssteigender Luftstrom die Dämpfe mit in die Höhe nimmt, so daß der Wassergehalt der unteren Luftschichten geringer wird, obgleich bei immer zunehmender Wärme die Bildung der Dämpfe fort dauert; diese Abnahme dauert bis gegen 4 Uhr; von hier an nimmt der Wassergehalt der unteren Luftschichten wieder zu, weil jetzt die nach oben gerichtete Luftströmung aufhört, den sich bildenden Wasserdampf wegzuführen; jedoch dauert diese Zunahme nur bis gegen 9 Uhr Abends, weil nun die immer mehr sinkende Temperatur der Luft der ferneren Dampfbildung eine Gränze setzt.

Im Winter, wo die Wirkung der Sonne weniger intensiv ist, verhält sich die Sache anders; im Januar beobachtet man nur ein Maximum des Wassergehaltes der Luft um 2 Uhr Nachmittags und ein Minimum zur Zeit des Sonnenaufgangs.

Die obere Curve der vorigen Figur zeigt uns das Maximum der Spannkraft, welches der Wasserdampf bei der, jeder Tagesstunde des Monats Juli entsprechenden mittleren Temperatur erreichen könnte. Da die beiden Curven für die Zeit des Sonnenaufgangs sich einander sehr nähern, so ist also um diese Zeit die Luft sehr nahe mit Feuchtigkeit gesättigt. Mit steigender Temperatur nimmt nun zwar anfangs die absolute Menge des Wasserdampfes in der Luft zu, doch nicht im Verhältniß der Temperaturzunahme, der Wassergehalt der Luft entfernt sich also immer mehr von dem ihrer Temperatur entsprechenden Sättigungspunkte oder auch, mit anderen Worten, die Differenz zwischen der Temperatur der Luft und dem Thaupunkte wird immer größer.

Wir sagen »die Luft ist trocken«, wenn das Wasser rasch verdunstet und wenn befeuchtete Gegenstände durch dieses rasche Verdunsten schnell trocken werden; dagegen sagen wir »die Luft ist feucht«, wenn befeuchtete Gegenstände an der Luft nur langsam oder gar nicht trocknen, wenn die geringste Temperaturerniedrigung feuchte Niederschläge bewirkt, und wenn etwas kältere Gegenstände sich mit Feuchtigkeit überziehen. Wir nennen also die Luft trocken, wenn sie weit von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist, feucht dagegen, wenn der Thaupunkt der Temperatur der Luft sehr nahe liegt; mit diesem Urtheile über die Trockenheit oder Feuchtigkeit der Luft verbinden wir also durchaus kein Urtheil über den absoluten Wassergehalt der Luft. Wenn an einem heißen Sommertage bei einer Temperatur von 25° C. jedes Cubikmeter Luft 13 Gramm Wasserdampf enthält, so sagen wir, die Luft sei sehr trocken; denn bei dieser Temperatur könnte jedes Cubikmeter Luft 22,5 Gramm Wasserdampf enthalten (siehe die Tabelle Seite 438), oder die Luft müßte bis auf 15° C. erkaltet werden, um bei unverändertem Wassergehalte gesättigt zu sein. Wenn sie dagegen im Winter bei einer Temperatur von $+ 2^{\circ}$ C. nur 6 Gramm Wasserdampf enthält, so ist die Luft sehr feucht, weil die Luft für die herrschende Temperatur beinahe

vollständig mit Wasserdampf gesättigt ist und die geringste Temperaturerniedrigung schon einen Niederschlag zur Folge hat.

In diesem Sinne können wir also sagen, daß zur Zeit des Sonnenaufganges die Luft am feuchtesten ist, obgleich der absolute Wassergehalt geringer ist als zu jeder anderen Tageszeit. Gegen 3 Uhr Nachmittags ist im Sommer die Luft am trockensten.

Die Zeit der beiden Maxima und der beiden Minima des Wassergehaltes der Luft fällt nahe mit den Wendestunden der täglichen Periode des Barometers zusammen, so daß man offenbar sieht, wie diese Perioden durch die Variationen des Wassergehaltes der Luft bedingt sind.

Auf hohen Bergen befolgen die Veränderungen im Dampfsgehalte der Luft ein anderes Gesetz, weil der aufsteigende Luftstrom die Wasserdämpfe aus der Tiefe in die Höhe führt. Die unterste der beiden ausgezogenen Curven

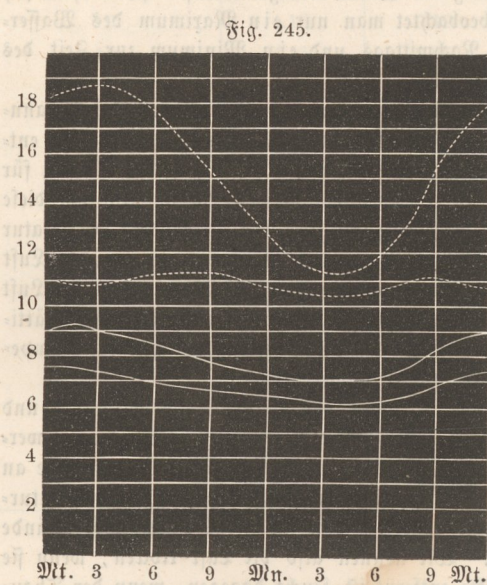


Fig. 245. welche die Spannkraft des atmosphärischen Wasserdampfes im Laufe eines Tages auf dem Rigi erleidet, während die untere der beiden punktirten Curven die entsprechenden gleichzeitigen Veränderungen für Zürich darstellt. Zuerst sieht man bei der Betrachtung dieser Curven, daß in Zürich der Wassergehalt der Luft während 24 Stunden 2 Maxima und 2 Minima hat, während in der Höhe, wie bei den täglichen Variationen des Barometerstandes, nur 1 Maximum und nur 1 Minimum stattfindet; auch in der Höhe nimmt

der Wassergehalt der Luft von Sonnenaufgang an zu, diese Zunahme dauert aber bis Mittag, während in der Tiefe der Wassergehalt von 9 Uhr an schon wieder abnimmt, weil der aufsteigende Luftstrom, welcher die Abnahme des Wassergehaltes in der Tiefe veranlaßt, die dort weggeführten Dämpfe in die Höhe bringt. Von 3 Uhr Nachmittags an, wenn die Stärke des aufsteigenden Luftstroms nachläßt, nimmt der Wassergehalt in der Tiefe wieder zu, in der Höhe nimmt er aber fortwährend ab, weil bei stets abnehmender Temperatur kein Wasserdampf mehr in die Höhe gebracht wird, sondern umgekehrt die Wasserdämpfe sich in die Tiefe senken. Die obere der beiden punktirten und die

obere der beiden ausgezogenen Curven geben an, wie groß zu jeder Stunde die Spannkraft des atmosphärischen Wasserdampfes in Millimetern ausgedrückt sein würde, wenn die Luft stets vollkommen gesättigt wäre. In der Höhe ist dieser Beobachtungsreihe zufolge die Luft viel feuchter, d. h. sie ist ihrem Sättigungspunkte viel näher als in der Tiefe; denn die beiden Curven sind für den Rigi fast parallel und nicht weit von einander entfernt, während die beiden auf Zürich sich beziehenden Curven einen sehr ungleichen Lauf haben und für die Stunden vor und nach Mittag sehr weit von einander abstehen.

Man kann deshalb aber nicht allgemein den Satz aufstellen, daß die Luft in der Höhe feuchter sei, denn andere Beobachtungen ergeben das Gegentheil; so fanden z. B. Saussure auf den Alpen und Humboldt auf den südamerikanischen Gebirgen die Luft trockener als in der Tiefe. Bei heiterem Wetter scheint die Luft in der Höhe trockener zu sein, bei trübem aber feuchter als unten, denn man sieht oft den Gipfel der Berge in Wolken gehüllt, während die unteren Luftschichten nicht mit Wasserdampf gesättigt sind.

Jährliche Variationen des Wassergehaltes der Luft. Die 183 folgende Tabelle giebt den mittleren Wassergehalt der Luft für die einzelnen Monate des Jahres zu Halle.

Monate.	Spannkraft des Wasser- dampfes.	Relative Feuchtigkeit.
Januar . . .	4,509mm	85,0
Februar . . .	4,749	79,9
März	5,107	76,4
April	6,247	71,4
Mai	7,836	69,1
Juni	10,843	69,7
Juli	11,626	66,5
August	10,701	61,0
September . .	9,560	72,8
October	7,868	78,9
November . . .	5,644	85,3
December . . .	5,599	86,2

Der absolute Wassergehalt der Luft ist wie die mittlere Lufttemperatur im Januar ein Minimum; er nimmt bis zum Juli zu, wo er sein Maximum erreicht, dann aber nimmt er wieder ab bis zu Ende des Jahres.

Die letzte Columne dieser Tabelle unter der Ueberschrift »Relative Feuchtigkeit« giebt an, wieviel Procente des bei der mittleren Temperatur des Monats

möglichen Maximums des Wassergehaltes im Durchschnitt in der Luft enthalten sind. Im December ist also im Durchschnitt die Luft am feuchtesten, d. h. sie ist ihrem Sättigungspunkte am nächsten; im August aber ist die Luft am trockensten, obgleich ihr absoluter Wassergehalt in diesem Monate sehr groß ist, weil sie sehr weit von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist. Im August ist der Wassergehalt der Luft im Durchschnitt nur 61 Procent von der Quantität Wasserdampf, welche in der Luft enthalten sein müßte, wenn sie bei der mittleren Temperatur dieses Monats gesättigt sein sollte. In diesem Sinne sind also November, December, Januar und Februar die feuchtesten, Mai, Juni, Juli und August die trockensten Monate des Jahres.

184 **Feuchtigkeit der Luft in verschiedenen Gegenden.** Die Bildung des Wasserdampfes ist vorzugsweise von zwei Bedingungen abhängig, nämlich von der Temperatur und von der Gegenwart von Wasser. Bei einem unbegrenzten Wasservorrathe werden sich um so mehr Wasserdämpfe bilden, je höher die Temperatur ist; bei gleicher Temperatur aber werden sich in wasserreichen Gegenden mehr Dämpfe bilden können als in wasserarmen. Daraus folgt nun, daß der absolute Wassergehalt der Luft unter sonst gleichen Umständen von dem Aequator nach den Polen hin abnehmen muß und daß sie im Inneren der großen Continente trockener, d. h. weiter von ihrem Sättigungspunkte entfernt ist, als auf dem Meere und an den Meeresküsten. Wie sehr die Trockenheit der Luft mit der Entfernung vom Meere zunimmt, beweist schon die Heiterkeit des Himmels der Binnenländer. Die Hygrometerbeobachtungen, welche Humboldt und G. Rose in verschiedenen Gegenden von Sibirien gemacht haben, beweisen ebenfalls die außerordentliche Trockenheit der Atmosphäre in diesen Gegenden. In der Steppe von Platowskaya fanden sie, daß bei einer Temperatur von $23,7^{\circ}$ C. die Differenz der beiden Thermometer des Psychrometers $11,7^{\circ}$ betrug, während sie bei dem gewöhnlichen Zustande der Atmosphäre nur 5 bis 6° beträgt. Nehmen wir an, die Differenz der Thermometer hätte bei einer Temperatur von 24° C. nur 11° betragen, so würde nach der Tabelle auf Seite 442 jedes Cubikmeter Luft 4,5 Gramm Wasserdampf enthalten haben, eine Quantität, mit welcher die Luft erst bei -3° C. gesättigt ist; da aber die Temperaturdifferenz noch bedeutend größer war, als wir eben näherungsweise angenommen hatten, so war der Wassergehalt der Luft noch geringer, der Thaupunkt also noch unter -3° C., die Luft hätte also um mehr als 27° erkaltet werden können, ohne daß ein Niederschlag von Feuchtigkeit erfolgt wäre.

Ein anderes Beispiel außerordentlicher Trockenheit beobachtete Abbadie in Abyssinien. Zu Abbay am blauen Nil zeigte das trockene Thermometer des Psychrometers $37,1^{\circ}$ C., das feuchte $19,9^{\circ}$ C.; die Differenz der beiden Thermometer, $17,2^{\circ}$, geht also über die Grenzen der Tabelle auf Seite 442 hinaus. Mit Hülfe der Formel auf Seite 441 ergibt sich aber, daß das Cubikmeter Luft nur 6 Gramm Wasserdampf enthält, während es bei $37,1^{\circ}$ C. 42,5 Gramm Wasserdampf enthalten könnte. Der Thaupunkt lag bei $+2^{\circ}$ C.

Während eines Samums fand derselbe Beobachter am Ufer des rothen Meeres die Temperatur der Luft im Schatten $42,7^{\circ}$ C., während das feuchte Thermometer $20,6^{\circ}$ C. zeigte. Ein Cubikmeter Luft enthielt demnach nur noch 3,8 Gramm Wasserdampfes, also nur $\frac{1}{15}$ des bei $42,7^{\circ}$ C. möglichen Wassergehaltes. (Poggend. Annal. Bd. LXVIII.)

Auf der schweizerischen Naturforscherversammlung, welche im Jahre 1853 zu Bruntrut gehalten wurde, hielt Desor einen Vortrag über das Klima der Vereinigten Staaten von Nordamerika und seinen Einfluß auf die Sitten und Gebräuche ihrer Bewohner, aus welchem sich die hohe Bedeutung ergibt, welche der Wassergehalt der Atmosphäre auf die klimatischen Verhältnisse eines Landes ausübt.

Bei gleicher mittlerer Jahreswärme und nahezu gleichem jährlichen Gange der Temperatur zeigt doch das Klima eines Ortes in Nordamerika noch große Verschiedenheiten von dem der Westküste von Europa, welche den deutschen Auswanderern sehr auffallend sind und sie zu manchen Aenderungen ihrer Gewohnheiten nöthigen. — Die Wäsche trocknet rascher; die Brotvorräthe, welche man in Europa mehrere Wochen lang aufbewahren kann, werden dort in wenigen Tagen ungenießbar, weil das Brot zu rasch austrocknet. — Die Ernten sind in Nordamerika weniger unsicher als in Europa. — In Nordamerika kann man ohne Nachtheil für die Gesundheit in ein eben erst vollendetes Haus einzichen, man hat nicht nöthig, erst auf das Austrocknen der Wände zu warten; dagegen haben die Schreiner mit großen Schwierigkeiten zu kämpfen, indem Holz, welches man in Europa für hinlänglich ausgetrocknet halten würde, um es für Möbel zu verwenden, zu Boston und New-York in kurzer Zeit reißt; auch müssen die Schreiner in Amerika viel stärkeren Leim anwenden als in Europa.

Alle diese Erscheinungen deuten darauf hin, daß die Luft an den Ostküsten von Nordamerika im Durchschnitt weit trockener ist als an den Westküsten von Europa.

Da nun aber weder die Regenmenge noch die Anzahl der Regentage in Nordamerika geringer ist als in Europa, so kann der erwähnte Unterschied nur dadurch bedingt sein, daß dort bei schönem Wetter die Atmosphäre weniger mit Feuchtigkeit beladen ist als bei uns. Die Luft bleibt nicht, wie in England und Westeuropa, immer ihrem Sättigungspunkte nahe. Sobald es aufgehört hat zu regnen und der Wechsel des Windes schönes Wetter bringt, geht das Hygrometer augenblicklich herunter und der Thaupunkt sinkt bedeutend unter die Temperatur der Luft.

Die Ursache dieser größeren Trockenheit ist leicht zu erklären. In Amerika ist Südwest der herrschende Wind, wie in Europa; an den Westküsten von Europa kommt aber dieser Wind mit Feuchtigkeit beladen an, weil er bei seiner Berührung mit dem atlantischen Ocean viel Wasserdampf aufnehmen konnte, der Südwest ist bei uns also Regenwind. Anders an den Ostküsten von Nordamerika; dort kommen die Südwestwinde erst an, nachdem sie einen weiten Weg über Land und über ziemlich hohe Gebirge zurückgelegt haben, wo sie sich ihrer Feuchtigkeit entledigen, weshalb sie nur selten Regen bringen.

Der Einfluß dieser klimatischen Verhältnisse auf die Bewohner von Nordamerika ist auffallend. Selten findet man dort, was man wohlgenährt nennt. Die Nordamerikaner sind meistens mager und zeichnen sich namentlich durch einen langen Hals aus. Europäer, welche nach Amerika kommen, werden bald magerer, während umgekehrt die Nordamerikaner in Europa bald dicker werden.

Dem Europäer, welcher in New-York, Boston oder Baltimore landet, fällt die fieberhafte Regsamkeit auf, welche überall herrscht. Jedermann ist in Eile; die Leute auf der Straße laufen mehr als sie gehen. Allerdings bemerkt man in den großen Städten Englands etwas Aehnliches, aber die Thätigkeit des Engländers scheint mehr überlegt (*raisonnée*), sagt Desor, die des Yankee mehr instinktmäßig, mehr das Resultat einer natürlichen Ungeduld als der Nothwendigkeit. Der Amerikaner gönnt sich kaum die Zeit zum Speisen, selbst wenn er nichts zu thun hat. Trotz ihrer anscheinenden Kälte sind die Amerikaner weit reizbarer als die Europäer und ihre Empfindlichkeit ist sprichwörtlich. —

Gewiß sind diese Eigenthümlichkeiten des Yankeecharakters vorzugsweise durch die Trockenheit der Luft bedingt, und man würde bei aufmerksamer Beobachtung ähnliche Resultate auch in anderen Ländern finden, die durch große Trockenheit der Luft ausgezeichnet sind.

185 **Der Thau.** Wenn man an einem schwülen Sommertage aus einem kühlen Gewölbe eine Flasche kalten Wassers ins Freie bringt, so beschlägt sie, d. h. sie wird in kurzer Zeit mit zarten Wassertröpfchen bedeckt, es setzt sich Thau auf derselben ab.

Der Grund dieser Erscheinung ist leicht anzugeben. Die mit der Flasche zunächst in Berührung tretenden Luftschichten werden erkaltet; da die kältere Luft aber nicht so viel Wasserdampf aufnehmen kann, wie die wärmere, so muß diese Erkaltung nothwendig die Ausscheidung eines Theils des bisher in jenen Schichten enthaltenen Wasserdampfes zur Folge haben, die condensirten Wasserdämpfe setzen sich aber in Form von Thau auf dem Körper ab, von welchem die Erkaltung ausgeht.

Eine ganz analoge Erscheinung ist das Beschlagen der Fensterscheiben eines bewohnten warmen Zimmers, wenn dieselben von Außen her erkaltet werden.

Die starke Erkaltung, welche alle Körper der Erdoberfläche in heiteren windstillen Nächten in Folge der nächtlichen Strahlung erleiden (s. S. 150), muß aber in gleicher Weise eine Ausscheidung von Wasserdämpfen in den untersten Luftschichten zur Folge haben, welche sich in Form von Thautropfen auf dem Erdboden, auf Steinen, Gras, Laub u. s. w. ansetzen.

Da nicht alle Körper gleiches Wärmestrahlungsvermögen haben, so erkalten auch einige stärker als andere, und so kommt es, daß manche Körper stark mit Thau überzogen sind, während andere fast ganz trocken bleiben. Gras und Blätter erkalten besonders stark durch die nächtliche Strahlung, theils weil sie ein sehr starkes Strahlungsvermögen besitzen, theils aber auch, weil sie frei in

die Luft hineinragen, so daß vom Boden aus nur wenig Wärme zugeleitet werden kann; man findet sie deshalb stärker bethaut als die Steine und den nackten Boden.

Alles, was die nächtliche Strahlung hindert oder vermindert, hindert oder vermindert auch die Thaubildung. Wells legte auf ein Brett, welches in horizontaler Lage durch 4 Stützen 1 Meter hoch über dem Boden gehalten wurde, 10 Gran Wolle und befestigte eine gleiche Quantität Wolle auf der unteren Fläche des Brettes. Nach einer heitern Nacht ergab sich, daß das obere Wollbüschel 14 Gran, das untere nur 4 Gran Feuchtigkeit aufgenommen hatte.

Wenn man über einer Wiese in der Höhe von 2 bis 3 Fuß ein Leintuch ausspannt, so wird der durch das Tuch gegen die nächtliche Strahlung geschützte Theil der Wiese nicht bethaut, während in der ganzen Umgebung eine starke Thaubildung stattfindet.

Dadurch erklärt sich auch, warum bei bewölktem Himmel keine Thaubildung stattfindet.

Daß der Thau nicht etwa, wie man früher meinte, ähnlich dem Regen, aus der Luft herabfällt, hat Wells durch folgenden Versuch bewiesen. Auf den Boden eines oben offenen Cylinders von gebranntem Thon, welcher $\frac{1}{3}$ Meter Durchmesser und 1 Meter Höhe hatte, wurde ein Bündel von 10 Gran Wolle gelegt. Obgleich nun dieses Bündel nach oben hin in keiner Weise geschützt war, so nahm es doch im Laufe einer heitern Nacht nur 2 Gran Feuchtigkeit auf, während ein in der Nähe ganz frei auf den Boden gelegtes Bündel Wolle in der gleichen Zeit durch Thau um 16 Gran schwerer wurde.

Selbst bei heiterm Himmel thaut es nicht, wenn ein etwas lebhafter Wind weht, weil er stets von Neuem warme Luft mit dem Boden in Berührung bringt und so theilweise wenigstens den Wärmeverlust ersetzt, welcher durch die nächtliche Strahlung veranlaßt wird.

Der Reif ist nichts Anderes als ein gefrorener Thau. Wenn der Körper, an welchem sich der condensirte Wasserdampf absetzt, unter 0° erkaltet ist, so kann er sich nicht mehr in flüssiger Gestalt, sondern in Form von Eiszadeln absetzen.

Nebel und Wolken. Wenn die Wasserdämpfe, aus einem Topf mit 186
kochendem Wasser aufsteigend, sich in der kälteren Luft verbreiten, so werden sie alsbald verdichtet, es entsteht der Schwaden, welcher aus einer Menge kleiner hohler Wasserbläschen besteht, die in der Luft schweben. Man nennt diese Schwaden auch öfters Dampf, doch ist es kein eigentlicher Dampf mehr, wenigstens kein Dampf im physikalischen Sinne des Wortes; denn es ist ja ein verdichteter Dampf.

Wenn die Verdichtung der Wasserdämpfe nicht durch Berührung mit kalten festen Körpern, sondern durch die ganze Masse der Luft hindurch vor sich geht, so entstehen Nebel, welche im Großen dasselbe sind wie der Schwaden, den wir über kochendem Wasser sehen.

Die Nebel entstehen häufig, wenn das Wasser der Seen und Flüsse oder

der feuchte Boden wärmer sind als die schon mit Feuchtigkeit gesättigte Luft. Die Dämpfe, welche in Folge der höheren Temperatur des Wassers oder des feuchten Bodens gebildet werden, verdichten sich alsbald wieder, wenn sie sich in der kälteren, schon mit Wasserdämpfen gesättigten Luft verbreiten. Bei gleicher Temperaturdifferenz des Wassers und der Luft bilden sich keine Nebel, wenn die Luft trocken ist, so daß sich alle die Wasserdämpfe, welche am Boden aufsteigen, in ihr verbreiten können, ohne sie zu sättigen.

Nach dem, was soeben über die Bildung des Nebels gesagt wurde, erklärt sich leicht, daß sich die Nebel vorzugsweise im Herbst über Flüssen und Seen und über feuchten Wiesen bilden. In England sind die Nebel besonders häufig, weil es von einem warmen Meere umspült ist; ebenso sind die warmen Gewässer des Golfstromes, welcher theilweise bis nach Neufoundland hinaufströmt, die Ursache der dort so häufigen dichten Nebel.

Manchmal beobachtet man Nebel unter scheinbar ganz verschiedenen Umständen; so sieht man dichte Nebel über den Flüssen, während die Luft wärmer ist als das Wasser oder das Eis. In diesem Falle ist die warme Luft mit Feuchtigkeit gesättigt, und wenn sie sich mit den Luftschichten mischt, welche durch die Berührung mit dem kalten Wasser oder dem Eise schon eine niedrigere Temperatur erlangt haben, so muß nothwendig eine Condensation des Wasserdampfes erfolgen.

Auf dieselbe Weise entstehen auch im Sommer nach Gewitterregen die Nebel über Flüssen und Seen. Die Luft ist wärmer als die Oberfläche des Wassers, aber sie ist mit Feuchtigkeit gesättigt, und sobald sie sich an Orte verbreitet, an welchen die Frische des Wassers fühlbar ist, wird durch die Erkaltung der Wasserdampf verdichtet.

Der Nebel bildet sich jedoch nicht allein über Flüssen und Seen, sondern auch mitten im Lande, sobald durch Luftströmungen wärmere feuchte Luftmassen mit kälteren gemischt und ihre Temperatur unter den Thaupunkt erniedrigt wird.

Die Wolken sind nichts Anderes als Nebel, welche in den höheren Luftregionen schweben, sowie denn Nebel nichts sind als Wolken, welche auf dem Boden ausliegen. Oft sieht man die Gipfel der Berge in Wolken eingehüllt, während die Wanderer auf diesen Bergspitzen sich mitten im Nebel befinden.

Auf den ersten Anblick scheint es unbegreiflich, wie die Wolken in der Luft schweben können, da sie doch aus Bläschen bestehen, welche offenbar schwerer sind als die umgebende Luft. Da das Gewicht dieser kleinen Wasserbläschen im Vergleich zu ihrer Oberfläche sehr gering ist, so muß die Luft ihrem Fall einen bedeutenden Widerstand entgegensetzen, sie können sich also nur sehr langsam herabsenken, wie ja auch eine Seifenblase, welche überhaupt mit unseren Dunstbläschen eine große Aehnlichkeit hat, in ruhiger Luft nur langsam fällt. Demnach müssen aber doch die Dunstbläschen, wenn auch noch so langsam, sinken, und man sollte demnach meinen, daß bei ruhigem Wetter die Wolken doch endlich bis auf den Boden herabkommen müßten.

Die bei ruhigem Wetter allerdings herabsinkenden Dunstbläschen können aber den Boden nicht erreichen, weil sie bald in wärmere, nicht mit Dämpfen

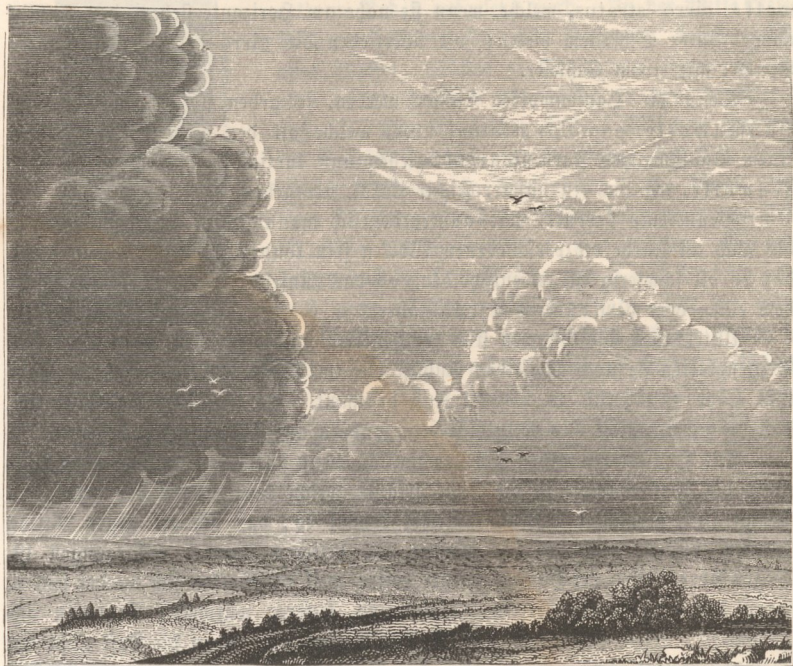
gesättigte Luftschichten gelangen, in welchen sie sich wieder in Dampf auflösen und dem Blicke verschwinden; während sich aber unten die Dunstbläschen auflösen, werden an der oberen Gränze neue gebildet, und so scheint die Wolke unbeweglich in der Luft zu schweben.

Wir haben eben die Dunstbläschen in ganz ruhiger Luft betrachtet; in bewegter Luft werden sie der Richtung der Luftströmung folgen müssen. Ein Wind, welcher sich in horizontaler Richtung fortbewegt, wird die Wolken auch in horizontaler Richtung fortführen, und ein aufsteigender Luftstrom wird sie mit in die Höhe nehmen, sobald seine Geschwindigkeit größer ist als die Geschwindigkeit, mit welcher die Dampfbläschen in ruhiger Luft herabfallen würden. Sehen wir ja doch auch, wie die Seifenblasen durch den Wind fortgeführt und über Häuser hinweggetragen werden. So erklärt sich denn auch durch die aufsteigenden Luftströme das Steigen des Nebels.

Das Ansehen der Wolken ist, je nachdem sie höher oder tiefer schweben, je nachdem sie mehr oder weniger dicht, auf diese oder jene Weise beleuchtet sind u. s. w., gar mannigfaltig. Howard hat unter den verschiedenen Wolken folgende Hauptarten unterschieden:

1) Die Federwolke, cirrus, besteht aus sehr zarten, bald mehr strei-

Fig. 246.



figen, bald mehr locken- oder federartigen Fasern, welche nach schönem Wetter zuerst am Himmel erscheinen. In unserer Figur 246 sieht man sie in dem Eck

oben rechts bis herunter, wo die zwei Vögel schweben. Bei trockenem Wetter sind die Federwolken mehr streifig, bei feuchtem mehr verwaschen.

2) Die Hausenwolke, cumulus, welche in unserer Figur gerade unter die Federwolke gezeichnet ist, bildet große halbkugelförmige Massen, welche auf horizontaler Basis zu ruhen scheinen; diese Wolken erscheinen vorzugsweise im Sommer, manchmal thürmen sich Hausenwolken zu malerischen Gruppen zusammen und bieten dann, von der Sonne beschienen, den Anblick ferner Schneegebirge.

3) Die Schichtwolken, stratus, sind horizontale Wolkenstreifen (in unserer Figur unter dem cumulus), welche vorzugsweise bei Sonnenuntergang mit außerordentlicher Farbenpracht erscheinen.

Diese Grundformen gehen auf mannigfaltige Weise in einander über; Howard hat diese Uebergangsformen durch die Namen cirro-cumulus, cirro-stratus, cumulo-stratus und nimbus bezeichnet.

Die niedrige Hausenwolke, cirro-cumulus, ist der Uebergang der Federwolke zur Hausenwolke; es sind die kleinen weißen, runden Wölkchen, welche unter dem Namen Schäfchen allgemein bekannt sind.

Wenn die Federwolken nicht einzeln zerstreut, sondern zu Streifen von bedeutender Ausdehnung verbunden sind, so bilden sie die niedrige Schichtwolke, cirro-stratus, welche, wenn sie nahe am Horizonte stehen, den Anblick ausgedehneter Schichten bieten; oft überziehen die cirro-stratus den ganzen Himmel mit einem Schleier.

Wenn die Hausenwolken dichter werden, so gehen sie in die streifige Hausenwolke, cumulo-stratus, über, welche oft den ganzen Horizont mit einem blauschwarzen Farbentone überziehen und endlich in die eigentliche Regenwolke, nimbus (in unserer Figur links), übergehen.

Wenn man bedenkt, wie außerordentlich mannigfaltig an Gestalt sowohl als auch an Farbe die verschiedenen Wolken sein können, so begreift man wohl, daß es oft schwierig ist, zu entscheiden, ob das Ansehen einer Wolke sich mehr dem einen oder dem anderen Typus nähert.

Unter allen Wolkenarten sind die Federwolken die höchsten, denn auf hohen Bergen bieten sie noch denselben Anblick wie im Thale. Rämz hat zu Halle ihre Höhe annähernd zu 20000 Fuß bestimmt. Es ist höchst wahrscheinlich, daß die cirrus nicht aus Nebelbläschen, sondern aus Eiszädelchen bestehen.

Die Hauswolken bilden sich gewöhnlich, wenn durch den aufsteigenden Luftstrom die Wasserdämpfe in die Höhe geführt, welche dort, wegen der geringeren Temperatur, verdichtet werden. Daher kommt es, daß sich oft gegen Mittag Wolken bilden, während die Sonne am heiteren Himmel aufgegangen ist. Gegen Abend wird der Himmel wieder heiter, weil die Wolken sich wieder senken, wenn der aufsteigende Strom aufhört; in tieferen wärmeren Regionen angekommen, lösen sich dann die Wolken wieder auf, wenn die Luft nicht mit Dämpfen gesättigt ist. Wenn aber der Südwestwind mehr und mehr Wasserdämpfe herbeiführt, während die Luft schon mit Dämpfen gesättigt ist, so können die sich senkenden Wolken nicht wieder aufgelöst werden, sie werden dichter und

dunkler, während oft hoch über den unteren Wolken eine Schicht von Federwolken schwebt. Die unteren Haufwolken gehen dann mehr und mehr in cumulo-stratus über, und man hat alsdann Regen zu erwarten.

Wenn durch fortwährende Condensation von Wasserdämpfen die einzelnen Dunstbläschen größer und schwerer werden, wenn endlich einzelne Bläschen sich nähern und zusammenfließen, so bilden sich förmliche Wassertropfen, welche nun als Regen herabfallen. In der Höhe sind die Regentropfen noch sehr klein, sie werden aber während des Fallens größer, weil sie wegen ihrer geringeren Temperatur die Wasserdämpfe der Luftschichten verdichten, durch welche sie herabfallen.

Regenmenge. Die Menge des Regens, welcher an irgend einem Orte **187** der Erde im Laufe eines Jahres fällt, ist für die Meteorologie ein höchst wichtiges Element. Die Instrumente, deren man sich zu diesem Zwecke bedient, werden Regenmesser, Ombrometer oder Udometer genannt. Die

Fig. 247.

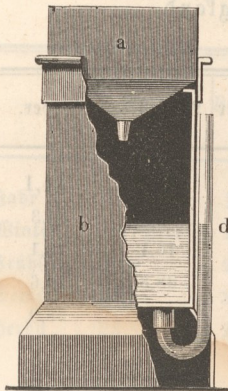


Fig. 247 stellt den gewöhnlichen Regenmesser dar; er besteht aus einem quadratischen Blechgefäß *b*, welches 4 bis 8 Quadratcentimeter im Querschnitt hat und auf welchem ein zweites Gefäß *a* mit trichterartigem Boden aufgesetzt wird. In der Mitte dieses Trichters befindet sich eine Oeffnung, durch welche alles Wasser, welches in Form von Regen in das oben offene Gefäß *a* hineinfällt, in den Behälter *b* abfließt. Die Glasröhre *d* steht mit dem Inneren des Gefäßes *b* durch eine im Boden desselben angebrachte Oeffnung in Verbindung. An dieser, mit einer Theilung versehenen Röhre kann man nun stets die Höhe des Wasserstandes in *b* ablesen. Vorausgesetzt, daß die Querschnitte von *a* und *b* gleich oder doch nicht merklich verschieden sind, giebt die Höhe der Wasserschicht in *b* an, wie hoch sich der Boden in

einer gewissen Zeit mit Wasser bedeckt haben würde, wenn es nicht eingeschluckt oder verdunstet wäre.

Die folgenden Tabellen geben die Regenverhältnisse verschiedener Orte in Europa.

I. Portugal.

	Lissabon.	Coimbra.	Maſſra.	Funchal auf Madeira.
Jährliche Regenmenge	25,4 P. Z.	111,5	41,5	26,0
Im Winter	39,9 Proc.	21,0	53,4	50,6
» Frühling	33,9	18,6	27,5	16,3
» Sommer	3,4	17,6	2,7	2,8
» Herbst	22,8	42,8	16,4	30,3

II. Westliches und südliches England.

	Insel Man	Bristol.	Liverpool.	Manchester	Lancaster.	Dover.
Jahr	34,8 P. Z.	21,8	32,3	23,9	37,2	44,1
Winter	27,3 Proc.	20,5	21,6	24,0	26,2	30,3
Frühling	18,2	23,8	17,9	20,0	16,1	20,1
Sommer	19,7	23,2	27,7	27,0	28,3	21,6
Herbst	34,8	32,5	32,9	29,0	29,4	28,0

III. Inneres und östliches England.

	Orford.	London.	Dumfries.	Glasgow.	Edinburgh	Chatts- worth.
Jahr	20,6 P. Z.	23,4	34,7	20,0	23,3	25,9
Winter	21,9 Proc.	23,6	24,6	24,9	23,4	23,2
Frühling	19,3	22,4	18,3	17,8	19,9	19,9
Sommer	24,4	23,5	25,5	29,9	26,8	27,9
Herbst	34,4	30,5	31,6	27,3	29,9	28,9

IV. Westküste von Frankreich und die Niederlande.

	Bordeaur.	La Rochelle	Franker.	Rotter- dam.	Breda.	Middel- burg.
Jahr	24,3 P.3.	24,2	18,6	21,2	24,7	25,4
Winter . . .	27,7 Proc.	28,2	21,9	16,5	23,2	21,8
Frühling . .	21,4	19,7	16,8	22,3	18,0	14,1
Sommer . . .	24,1	17,9	28,8	29,8	23,9	31,5
Herbst . . .	26,7	34,2	32,5	31,9	34,9	32,6

V. Westrheinische Gegenden.

	Paris.	Brüssel.	Cambray.	Meß.	Troyes.	Straß- burg.	Coblenz.
Jahr	20,8 P.3.	17,9	16,0	27,2	22,4	25,6	20,9
Winter . . .	20,7 Proc.	18,7	13,8	21,6	18,7	16,0	16,2
Frühling . .	25,0	23,7	21,9	25	27,4	23,6	24,0
Sommer . . .	30,5	30,7	33,4	21,1	28,1	34,1	35,0
Herbst . . .	23,8	26,9	30,9	31,1	25,8	26,3	24,9

VI. Deutschland.

	Mann- heim.	Stutt- gart.	Ulm.	Regens- burg.	Legern- see.	Göttin- gen.	Erfurt.
Jahr	21,0 P.3.	23,7	25,1	21,1	43,8	24,9	12,6
Winter . . .	18,3 Proc.	20,1	21,3	19,3	16,4	18,4	15,5
Frühling . .	23,7	19,8	19,5	17,7	18,5	18,1	21,7
Sommer . . .	32,6	33,5	36,6	40,1	44,7	35,9	41,0
Herbst . . .	25,4	26,6	22,6	22,9	20,4	27,6	21,8

VII. Schweden, Dänemark und Rußland. VI

	Bergen.	Copen- hagen.	Stockholm	Upsala.	Abu.	Peters- burg.
Jahr . . .	83,2 P. Z.	17,3	19,2	16,7	24,2	17,1
Winter . . .	26,6 Proc.	19,1	14,8	17,4	17,7	13,6
Frühling . .	17,9	15,4	13,3	21,0	18,3	19,4
Sommer . .	21,0	37,7	38,0	32,8	28,0	36,5
Herbst . . .	34,5	27,8	33,9	28,8	36,0	30,5

VIII. Südöstliches Frankreich und die Schweiz.

	Marseille.	Toulon.	Nîmes.	Viviers.	Lyonne.	Bourg en Bresse.	Louloufe.	Dijon.	Genf.	Yver.	Zürich.
Jahr . . .	20,6	17,5	23,7	33,9	47,7	43,3	23,7	23,9	29,8	43,2	32,2
Winter . . .	20,8	23,0	22,3	19,4	20,3	20,8	21,0	17,9	21,6	20,9	20,3
Frühling . .	22,3	24,1	24,0	22,2	23,1	24,6	26,2	25,6	21,8	20,0	23,6
Sommer . .	12,5	9,3	13,9	20,0	16,2	24,4	24,9	27,6	29,7	35,1	33,3
Herbst . . .	44,4	43,6	39,8	38,4	40,4	30,2	28,8	28,9	26,9	24,0	22,8

IX. Italien.

	Palermo.	Rom.	Genua.	Florenz.	Sienna.	Mailand.	Berona.	Padua.	Novigo.
Jahr	20,7	29,3	44,4	38,7	32,0	35,5	34,6	34,6	30,8
Winter	39,1	31,0	27,2	35,7	19,7	21,1	18,3	19,0	31,0
Frühling	24,3	24,9	28,6	20,9	26,2	24,1	25,4	26,4	27,4
Sommer	5,5	9,7	9,2	12,9	18,2	23,9	26,1	25,6	14,3
Herbst	31,1	34,3	35,0	30,5	36,9	30,9	30,2	29,0	27,3

Die erste Horizontalreihe einer jeden dieser Tabellen giebt die jährliche Regenmenge in Pariser Zollen an, die folgenden Horizontalreihen aber geben an, wieviel Procente der jährlichen Regenmenge auf die einzelnen Jahreszeiten kommen.

Aus der Betrachtung dieser Tabellen ergibt sich zunächst, daß sich Europa in Beziehung auf die Vertheilung des Regens in drei Provinzen theilen läßt.

In England, auf den Westküsten von Frankreich, in den Niederlanden und Norwegen sind die Herbstregen vorherrschend.

In Deutschland, den westrheinischen Gegenden, Dänemark und Schweden herrschen die Sommerregen vor.

Die Sommerregen treten im südöstlichen Frankreich, Italien, dem südlichen Portugal, überhaupt in dem Theile Europas, welcher Afrika zunächst liegt, bedeutend zurück.

Im Allgemeinen nimmt die Regenmenge mit der Entfernung vom Meere ab; bezeichnen wir die jährliche Regenmenge in Petersburg mit 1, so ist die jährliche Regenmenge

in den Ebenen von Deutschland	1,2
im Inneren von England	1,4
an den Küsten von England	2,1

Die Regenmenge nimmt mit der Höhe der Orte über der Meeresfläche zu, weil die Berge einen Niederschlag veranlassen, wenn sie von einem Strome feuchter Luft getroffen werden; daher die bedeutende Regenmenge in den Alpen.

An einem und demselben Orte nimmt die Regenmenge mit der Höhe über dem Boden ab, wahrscheinlich weil die Regentropfen, indem sie durch die mit Wasserdampf gesättigte Luft herabfallen, sich fortwährend vergrößern; so fallen z. B. im Hofe des Observatoriums zu Paris im Laufe eines Jahres durchschnittlich 57^{cm}, auf der 28 Meter höher liegenden Terrasse nur 50^{cm} Regen.

Die Anzahl der Regentage während eines Jahres nimmt in Europa im Allgemeinen von Süden nach Norden zu. Im Durchschnitt kommen auf das Jahr

im südlichen Europa	120	Regentage
» mittleren »	146	»
» nördlichen »	180	»

Daß die Regenmenge nicht allein von der Zahl der Regentage abhängen kann, ist klar; denn es kommt ja nicht allein darauf an, an wie vielen Tagen es regnet, sondern auch, wie viel es regnet. Wenn in den nördlicheren Gegenden die Zahl der Regentage zunimmt, so nimmt dagegen die Intensität des Regens im Allgemeinen ab, und so erklärt es sich z. B., daß in Petersburg die Zahl der Regentage zwar größer, die Regenmenge aber geringer ist als in Rom.

Mit der Entfernung vom Meere nimmt sowohl die Regenmenge als auch die Zahl der Regentage ab; so kommen z. B. im Durchschnitt

in Petersburg	168
» Kasan	90
» Sakuß	60

Regentage auf das ganze Jahr.

So wie unter sonst gleichen Umständen der Regen in wärmeren Gegenden intensiver ist als in kälteren, so ist er auch in der warmen Jahreszeit intensiver als in der kalten. Im Durchschnitt kommen in Deutschland auf den Winter 38, auf den Sommer 42 Regentage; die Zahl der Regentage ist also im Sommer kaum etwas bedeutender als im Winter, und doch die Regenmenge im Sommer ungefähr doppelt so groß als im Winter. In den Sommermonaten fällt oft bei einem einzigen Gewitter mehr Regen, als sonst in mehreren Wochen.

188

Regen zwischen den Wendekreisen. Da, wo die Passatwinde mit großer Regelmäßigkeit wehen, ist der Himmel meistens heiter, und es regnet selten, namentlich wenn die Sonne auf der anderen Hemisphäre steht. Auf den Continenten aber wird die Regelmäßigkeit des Passats gestört durch die Intensität des aufsteigenden Luftstromes, sobald sich die Sonne dem Zenith nähert; um diese Zeit stellt sich auch ein mehrere Monate andauerndes heftiges Regenwetter ein, während die andere Hälfte des Jahres hindurch der Himmel heiter und die Luft trocken ist.

Humboldt hat uns die Erscheinungen der nassen Jahreszeit im nördlichen Theile von Südamerika beschrieben. Vom December bis zum Februar ist die Luft trocken und der Himmel heiter. Im März wird die Luft feuchter, der Himmel weniger rein, der Passatwind weht weniger stark, und oft ist die Luft ganz ruhig. Mit Ende März beginnen die Gewitter; sie bilden sich des Nachmittags, wenn die Hitze am größten ist, und sind von heftigen Regengüssen begleitet. Gegen Ende April fängt eigentlich die nasse Jahreszeit an; der Himmel überzieht sich mit einem gleichförmigen Grau, und es regnet täglich von 9 Uhr Morgens bis 4 Uhr Nachmittags; des Nachts ist der Himmel meistens rein. Der Regen wird am heftigsten, wenn die Sonne im Zenith steht. Allmählig wird die Zeit des Tages, in welcher es regnet, immer kürzer, und gegen Ende der Regenzeit regnet es nur Nachmittags.

Die Dauer der Regenzeit ist in verschiedenen Gegenden nicht dieselbe; sie beträgt 3 bis 5 Monate.

In Ostindien, wo die Regelmäßigkeit der Passatwinde durch örtliche Verhältnisse gestört ist und wo statt ihrer die Mouffons wehen, finden wir ebenfalls regelmäßige Regenverhältnisse; an der steilen Westküste von Vorderindien fällt die Regenzeit mit der Zeit unseres Sommers zusammen, sie fällt nämlich in die Zeit, zu welcher die Südmouffons wehen und, mit Feuchtigkeit beladen, an die hohen Gebirge anstoßen. Während es auf der Küste Malabar regnet, ist auf der Ostküste Coromandel der Himmel heiter; hier stellt sich die Regenzeit mit dem Nordpassat, also gerade zu der Zeit ein, in welcher auf der Westküste die trockene Jahreszeit herrscht.

In der Region der Calmen findet man diese periodischen Regen nicht, es finden hier fast täglich heftige Regengüsse Statt. Der aufsteigende Luftstrom führt eine Menge von Wasserdämpfen in die Höhe, welche sich in den kälteren Regionen wieder verdichten. Die Sonne geht fast immer bei heiterem Himmel auf, gegen Mittag aber bilden sich einzelne Wolken, welche dichter und dichter werden, bis ihnen endlich, meist unter heftigen Windstößen und elektrischen Ent-

ladungen, eine ungeheure Regenmenge entströmt. Gegen Abend zerstreut sich das Gewölk und die Sonne geht wieder bei heiterem Himmel unter.

Die jährliche Regenmenge ist im Allgemeinen in den Tropen sehr groß, sie beträgt z. B. in Bombay 73,5, in Randy 68,9, in Sierra Leona 80,9, zu Rio Janeiro 55,6, auf St. Domingo 100,9, zu Havannah 85,7 und in Grenada 105 Pariser Zoll. Bedenkt man nun, daß der Regen meist nur auf wenige Monate vertheilt ist und daß es nur an wenigen Stunden des Tages regnet, so ist klar, daß der Regen sehr stark sein muß. In Bombay fiel an einem Tage 5 Zoll, zu Cayenne in 10 Stunden 10 Zoll Regen. Die Regentropfen sind sehr groß und fallen mit solcher Geschwindigkeit nieder, daß sie auf der nackten Haut ein schmerzhaftes Gefühl erzeugen.

Die Karte Tab. XXIII. soll dazu dienen, ein Bild der Vertheilung des Regens auf der Erdoberfläche zu geben, und zwar ist die Schattirung um so dunkler, je größer die Regenmenge eines Ortes ist. Man übersieht z. B. aus dieser Karte, daß in der Region der Calmen die Regenmenge sehr bedeutend ist, während auf dem Meere in der Region der Passate ungleich weniger Regen fällt; daß es auf den Inseln und an den meisten Küsten der größeren Continente mehr regnet als in den Binnenländern u. s. w. Außerdem findet man auf dieser Karte angegeben, in welcher Jahreszeit der Regen vorherrschend ist.

Der Schnee. Die Wolken, aus welchen Schneeflocken herabfallen, bestehen nicht aus Dunstbläschen, sondern aus feinen Eiskryställchen, welche durch fortwährende Condensation von Wasserdämpfen während ihres Herabfallens wachsen und durch Aneinanderhängen einzelner Schneekryställchen die Schneeflocken bilden. Sind die unteren Luftschichten zu warm, so schmelzen die Schneeflocken, ehe sie den Boden erreichen, es regnet unten, während es oben schneit.

Wenn bei ruhiger Luft nur spärliche Schneeflöckchen fallen, so zeigen sie überraschend schöne und regelmäßige Kryställchen, welche man am besten beobachten kann, wenn man sie auf einem dunklen unter 0° erkalteten Körper aufhängt. Schon Kepler hat auf diese Schneesternchen aufmerksam gemacht. — Scoresby, welcher auf seinen Polarexpeditionen reichlich Gelegenheit hatte, Schneeflocken zu beobachten, giebt in seiner »Reise auf den Wallfischfang« die Abbildung von 100 verschiedenen Schneefiguren, welche bei aller Mannigfaltigkeit doch demselben Krystallsysteme angehören, nämlich dem drei- und einaxigen, dessen bekannteste Repräsentanten Bergkrystall und Kalkspath sind, und welches vorzugsweise durch reguläre sechsseitige Gestalten und deren Ableitungen charakterisirt ist.

Auch das Eis, wie es sich auf der Oberfläche ruhiger Gewässer bildet, hat eine diesem Krystallsysteme entsprechende Structur, wie sich dies durch die optischen Eigenschaften desselben nachweisen läßt (Lehrbuch der Physik, 5te Aufl. Bd. I. Seite 706), obgleich sich an demselben äußerlich keine Krystallflächen auffinden lassen.

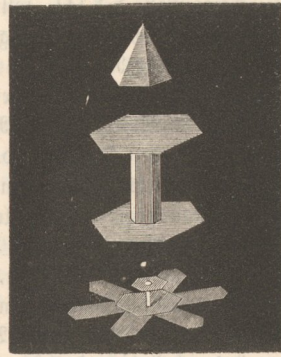
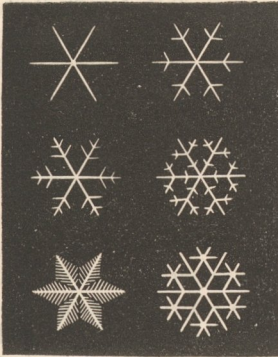
Fig. 248 und Fig. 249 zeigen einige Schneefiguren, welche ich im Laufe des Januar und Februar 1855 zu beobachten Gelegenheit hatte. — Bei ge-

nauerer Betrachtung findet man bald, daß die Bestandtheile, aus welchen sich die Schneesternchen zusammensetzen, theils feine Eisnadelchen, theils durchsichtige ganz dünne Eisblättchen sind, welche meist die Gestalt eines regulären Sechsecks haben. Auf diese durchsichtigen Eisblättchen erscheinen dann häufig gleichsam Verstärkungsrippen aufgesetzt, welche nicht wenig zur Verschönerung dieser zierlichen Gestalten beitragen, und welche in dem centralen Theile bald ein regelmäßiges Sechseck, bald einen sechsseitigen Stern bilden, wie man dies in Fig. 249 sieht.

Die Eisnadeln und die aus solchen gebildeten Combinationen, wie man sie in Fig. 248 sieht, beobachtet man in der Regel, wenn die Temperatur der Luft

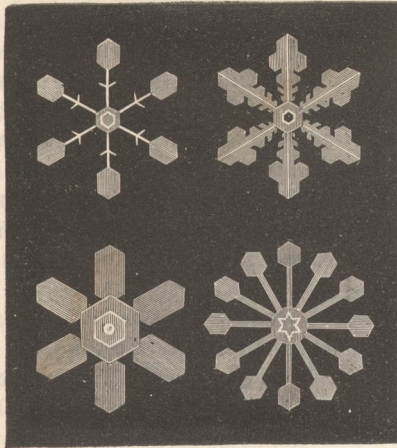
Fig. 248.

Fig. 250.



während des Schneefalls nur wenig unter den Gefrierpunkt gesunken ist; bei niedrigeren Temperaturen werden die Eisblättchen und die aus ihnen gebil-

Fig. 249.



deten Combinationen, wie Fig. 249, häufiger. — Unter einer Temperatur von 12° findet wohl kaum mehr ein Schneefall Statt.

Die bisher betrachteten Schneesternchen Fig. 248 und Fig. 249 sind durchaus flächenhafte Gebilde, da sie senkrecht zur Ebene des Sternes nur sehr dünn sind. Körperhaftere Gestalten treten auf, wenn mehrere solcher Schneesternchen den Gesetzen der Zwillingbildung entsprechend sich so verbinden, daß ihre Ebenen unter Winkeln von 60° sich schneiden, oder auch wenn zwei parallele Schneebättchen durch eine auf ihrer Ebene senkrechte Säule oder Nadel verbunden sind. Gestalten dieser Art sind die beiden unteren in Fig. 250. Bei der ersten dieser Figuren sind zwei sechsseitige Eistäfeln durch eine sechsseitige Säule verbunden. Scoresby bezeichnet diese Gestalt als eine äußerst selten vorkommende; ich selbst habe solche Schneekryställchen im Januar 1854 beobachtet. Die unterste Combination der Fig. 250, bei welcher ein größerer Schneestern mit einem kleineren Eistäfeln durch eine Eisnadel verbunden ist, sah ich häufig zu Anfang März 1855. Die oberste dieser drei Gestalten, die sechsseitige Pyramide, welche an die gewöhnliche Form des Bergkrystalls erinnert, wurde von Scoresby beobachtet; diese Form ist aber gleichfalls eine höchst seltene.

Bei stürmischem Schneefall, wenn die Schneeflocken dicht fallen und in der Luft durcheinander wirbeln, lassen sich die oben besprochenen zierlichen Figuren nicht mehr beobachten; die unter solchen Umständen fallenden Schneeflocken bestehen aus unregelmäßig zusammenhängenden Eisnadelchen.

Im Februar 1855 fand ich den frisch gefallenen Schnee ungefähr 7 mal weniger dicht als Wasser, so daß also 7 Cubitfuß frisch gefallenen Schnees ungefähr so viel wiegen wie 1 Cubitfuß Wasser.

Die Oberfläche des Schnees zeigt eine rein weiße Farbe; wo aber der reine Schnee zu etwas großen Massen angehäuft ist, zeigt sich in Höhlungen und Spalten desselben eine schöne blaugrüne Färbung, welche namentlich deutlich hervortritt, wenn der Schnee durch theilweise Schmelzung etwas mit Wasser durchtränkt ist. Es ist dies dieselbe schöne Färbung, welche man in den Spalten und Höhlungen des Gletschereises bewundert.

Der Graupelregen, welchen man gewöhnlich im März und April beobachtet, entsteht auf ähnliche Art wie der Schnee; die Graupelkörner bestehen aus ziemlich fest zusammengeballten Eisnadelchen, sie sind gewissermaßen kleine Schneebällchen.

Der Hagel unterscheidet sich von den Graupelkörnern dadurch, daß er nicht aus geballten Eisnadelchen, sondern aus dichtem, meist durchsichtigem Eise besteht. 190

Die gewöhnliche Größe der Hagelkörner ist die einer Haselnuß; sehr häufig fallen kleinere, sie werden aber als weniger gefährlich nicht sonderlich beachtet; oft sind sie aber auch noch weit größer und zerschmettern dann Alles, was sie treffen. Alte Chroniken erzählen von Hagelkörnern, welche so groß gewesen sein sollen wie Elephanten. Ohne uns bei solchen fabelhaften Erzählungen aufzuhalten, wollen wir sogleich zur Aufzählung zuverlässiger Nachrichten übergehen.

Halley erzählt, daß am 9. April 1697 Hagelkörner fielen, welche 10 Loth wogen; Robert Taylor hat am 4. Mai 1697 Hagelkörner gemessen, deren Durchmesser 4 Zoll betrug. Montignot sammelte den 11. Juli 1753 zu Toul Hagelkörner, welche 3 Zoll Durchmesser hatten. Volta versichert, daß man unter den Hagelkörnern, welche in der Nacht vom 19. auf den 20. August 1787 die Stadt Como und ihre Umgebungen verwüsteten, einige gefunden habe, welche 18 Loth wogen. Nach Nöggerath fielen während des Hagelwetters vom 7. Mai 1822 zu Bonn Hagelkörner, welche 24 bis 26 Loth wogen.

Die Form der Hagelkörner ist sehr verschieden. In der Regel sind sie abgerundet, manchmal aber auch abgeplattet oder eckig. In der Mitte der Hagelkörner befindet sich in der Regel ein undurchsichtiger Kern, welcher den Graupelkörnern gleicht; dieser Kern ist mit einer durchsichtigen Eismasse umgeben, in welcher sich manchmal einzelne concentrische Schichten unterscheiden lassen; bisweilen beobachtet man abwechselnd durchsichtige und undurchsichtige Eisschichten, endlich hat man auch schon Hagelkörner mit strahliger Structur beobachtet.

Der Hagel geht gewöhnlich den Gewitterregen voran, oder er begleitet sie. Nie, oder wenigstens fast nie, folgt der Hagel auf den Regen, namentlich wenn der Regen einige Zeit gedauert hat.

Das Hagelwetter dauert meistens nur einige Minuten, selten dauert es $\frac{1}{4}$ Stunde lang. Die Menge des Eises, welches in so kurzer Zeit den Wolken entströmt, ist ungeheuer; die Erde ist manchmal mehrere Zoll hoch damit bedeckt.

Der Hagel fällt häufiger bei Tage als bei Nacht. Die Wolken, welche ihn bringen, scheinen eine bedeutende Ausdehnung und eine bedeutende Tiefe zu haben; denn sie verbreiten in der Regel eine große Dunkelheit. Man glaubt bemerkt zu haben, daß sie eine eigenthümliche grauröthliche Farbe besitzen, daß an ihrer unteren Gränze große Wolkenmassen herabhängen und daß ihre Ränder vielfach zerrissen sind.

Die Hagelwolken scheinen meistens sehr niedrig zu schweben. Die Bergbewohner sehen öfter unter sich die Wolken, welche die Thäler mit Hagel überschütten; ob jedoch die Hagelwolken immer so tief ziehen, läßt sich nicht mit Sicherheit ausmachen.

Einige Augenblicke vor dem Beginne des Hagelwetters hört man ein eigenthümliches, rasselndes Geräusch. Endlich ist der Hagel stets von elektrischen Erscheinungen begleitet.

Um einen Begriff zu geben, wie weit und wie schnell sich diese furchtbare Geißel verbreiten kann, mögen hier einige nähere Angaben über das Hagelwetter folgen, welches den 13. Juli 1738 Frankreich und Holland durchzog.

Das Hagelwetter verbreitete sich gleichzeitig in zwei parallelen Streifen; der östliche Streifen war schmaler, seine größte Breite betrug 3, seine geringste

$\frac{3}{5}$ geographische Meilen; der westliche Streifen war an seiner schmalsten Stelle nahe 2, an seiner breitesten 3 Meilen breit. Diese beiden Streifen waren durch einen im Durchschnitt $3\frac{1}{4}$ Meilen breiten Streifen getrennt, auf welchem es nur regnete.

Die Richtung dieser Streifen ging von Südwest nach Nordost. Eine von Amboise nach Mecheln gezogene gerade Linie bildete ungefähr die Mitte des östlichen, eine andere von der Mündung des Indre in die Loire bis Gent gezogene bildete ungefähr die Mitte des westlichen Streifens.

Auf dieser ganzen Länge, welche über 100 Meilen beträgt, fand keine Unterbrechung des Gewitters Statt, und sicheren Angaben zufolge kann man annehmen, daß es sich noch 50 Meilen weiter nach Süden und 50 Meilen weiter nach Norden erstreckte, so daß seine Totallänge über 200 Meilen betrug. Es verbreitete sich mit einer Geschwindigkeit von 16 Meilen in der Stunde von den Pyrenäen, wo es seinen Anfang genommen zu haben scheint, bis zum Baltischen Meere, wo man seine Spur verlor.

Der Hagel fiel nur 7 bis 8 Minuten lang; die Hagelkörner waren theils rund, theils zackig; die schwersten wogen 16 Loth.

Die Zahl der in Frankreich verwüsteten Pfarrdörfer betrug 1039; der Schaden, welchen das Wetter anrichtete, wurde nach officiellen Angaben auf 24,690,000 Franken geschätzt.

Was die Erklärung des Hagels betrifft, so bietet sie zwei Schwierigkeiten; nämlich woher die große Kälte kommt, welche das Wasser gefrieren macht, und dann, wie es möglich ist, daß die Hagelkörner, wenn sie einmal so groß geworden sind, daß sie eigentlich durch ihr Gewicht herabfallen müßten, noch so lange in der Luft bleiben können, daß sie zu einer so bedeutenden Masse erwachsen können.

Was die erste Frage betrifft, so meinte Volta, daß die Sonnenstrahlen an der oberen Gränze der dichten Wolke fast vollständig absorbirt würden, was eine rasche Verdunstung zur Folge haben müsse, namentlich wenn die Luft über den Wolken sehr trocken ist; durch diese Verdunstung solle nun so viel Wärme gebunden werden, daß das Wasser in den tieferen Wolkenschichten gefriert. Wenn aber die Verdunstung des Wassers in den oberen Wolkenschichten durch die Wärme der Sonnenstrahlen veranlaßt wird, so ist nicht einzusehen, warum durch die Verdunstung den tieferen Wolkenschichten so viel Wärme entzogen werden soll.

In Beziehung auf die zweite Frage schlug Volta eine Theorie vor, welche große Celebrität erlangt hat; er nimmt nämlich an, daß zwei mächtige, mit entgegengesetzter Electricität geladene Wolkenschichten über einander schweben. Wenn nun die noch sehr kleinen Hagelkörner auf die untere Wolke fallen, so werden sie bis zu einer gewissen Tiefe eindringen und sich mit einer neuen Eisschicht umgeben; sie werden sich aber auch mit der Electricität der unteren Wolke laden und von dieser zurückgestoßen, während die obere sie anzieht; sie steigen also trotz ihrer Schwere wieder zur oberen Wolke in die Höhe, wo sich derselbe Vorgang wiederholt; so fahren sie eine Zeitlang zwischen den beiden

Wolken hin und her, bis sie endlich herabfallen, wenn sie zu schwer werden und die Wolken ihre Electricität verlieren.

Gegen diese Ansicht läßt sich einwenden, daß es schwer denkbar ist, wie die Electricität ohne eine plötzliche Wirkung, also ohne einen Entladungsschlag, so große Eismassen in die Höhe zu heben vermag, und daß, wenn wirklich die elektrische Ladung der beiden Wolken auch so stark sein sollte, die Electricität augenblicklich von einer zur anderen übergehen müßte, namentlich da ja die Hagelkörner eine leitende Verbindung zwischen ihnen herstellen.

Bereits im Januar 1849 theilte mir Fr. Vogel aus Frankfurt a. M. eine Ansicht über Hagelbildung mit, die ein, so viel ich weiß, bis jetzt ganz unbeachtet gebliebenes Element zur Erklärung dieses räthselhaften Phänomens enthält. Vogel meint nämlich, daß der Bläschendampf, welcher die Wolken bildet, ebenfalls weit unter den Schmelzpunkt des Eises erkalten könne, ohne daß ein Erstarren eintritt, wie man dasselbe beim tropfbar flüssigen Wasser beobachtet (Lehrbuch der Physik, 5. Aufl. 2. Bd. S. 532). Wenn nun aus einer höheren Wolkenschicht Graupelkörner durch eine in diesem Zustande befindliche Wolke herabfallen, so muß auf ihnen sich Wasser niederschlagen, welches augenblicklich erstarrt. Der niedrigen Temperatur der Wolke wegen kann auf diese Art in ganz kurzer Zeit eine massenhafte Eisbildung stattfinden.

Es ist nun zunächst die Frage, ob es noch andere Phänomene giebt, welche gleichfalls darauf hindeuten, daß der von Vogel angenommene Zustand der Wolken wirklich existirt, d. h. daß es wirklich Regenwolken gebe, welche weit unter 0° erkaltet sind. (Bei den Schneewolken sind die Wassertheilchen bereits in den festen Zustand übergegangen; denn diese Wolken bestehen aus feinen in der Luft schwebenden Eiskügelchen.)

Ich selbst habe in der That ein solches Phänomen beobachtet. Im Januar 1845 fiel, nachdem das Thermometer einige Tage lang über dem Gefrierpunkt gestanden hatte, ein Regen, welcher den Boden mit einer Eiskruste überzog. Daß diese Erscheinung nicht etwa ein gewöhnliches Glatteis war, versteht sich von selbst, denn der Boden war nicht unter 0° erkaltet, er konnte also nicht die Ursache der Erstarrung sein. Sogar Regenschirme, die doch aus dem warmen Zimmer genommen waren, wurden in kurzer Zeit durch diesen Regen mit einer $\frac{1}{2}$ Linie dicken durchsichtigen Eiskruste überzogen.

Am 13. November 1858 habe ich dieselbe Erscheinung abermals beobachtet.

Diese auffallende Erscheinung, welche ich als eine ganz vereinzelt stehende Thatsache fast vergessen hatte, erhielt nun durch Vogel's Mittheilung eine große Bedeutung; denn sie liefert den Beweis, daß der von Vogel angenommene Zustand der Wolken wirklich vorkommt. Offenbar bestanden die fallenden Regentropfen aus Wasser, welches unter den Gefrierpunkt erkaltet war, aber erst beim Aufschlagen auf feste Körper erstarrte.

Etwas später als Vogel theilte mir C. Köllner in Hamburg eine ganz ähnliche Ansicht über Hagelbildung mit, ohne daß er wohl von Vogel's Theorie, die meines Wissens noch nirgends publicirt worden war, Kenntniß haben konnte.

Eine schöne Bestätigung der eben vorgetragenen Theorie der Hagelbildung lieferte die am 27. Juli 1850 von Barral und Bizio zu Paris unternommene Luftfahrt. — Der Himmel, welcher bis Mittag vollkommen rein gewesen, begann um 1 Uhr, als die Füllung des Ballons beendigt war, sich mit Wolken zu überziehen und alsbald trat Regen ein, welcher bis 3 Uhr in Strömen herabfiel. Erst um 4 Uhr, als der Himmel noch ganz bedeckt war, konnte die Fahrt begonnen werden.

Folgendes sind einige Temperaturbeobachtungen, welche sie in den beigesetzten durch das Barometer bestimmten Höhen beobachteten.

Nr. 1 . . .	16° C. . .	2300 Par. Fuß
» 2 . . .	9 » . . .	6000 » »
» 3 . . .	— 0,5 » . . .	11250 » »
» 4 . . .	— 7,0 » . . .	15360 » »
» 5 . . .	— 10,5 » . . .	18990 » »
» 6 . . .	— 35,0 » . . .	19530 » »
» 7 . . .	— 39,0 » . . .	21060 » »

Kurz nach dem Aufsteigen sahen sich die Luftschiffer in einen leichten Nebel eingehüllt; bei der Beobachtung Nr. 2, also in einer Höhe von ungefähr 6000 Fuß, hatten sie bereits eine Wolkenschicht unter sich, welche Paris verdeckte.

Bei der Beobachtung Nr. 4, also in einer Höhe von 15360 Fuß, wurde der Nebel so dicht, daß ihnen die Erde vollständig verschwand. Bei Nr. 5 wurde der Nebel etwas dünner, so daß man ein weißes blaßes Sonnenbild sehen konnte, zugleich fielen äußerst feine Eisnadelchen nieder; kurz darauf erhoben sie sich aus der Wolkenschicht, wobei das Thermometer rasch auf — 23,8° C. fiel. Bei den Beobachtungen Nr. 6 und Nr. 7 war der Himmel vollkommen heiter.

Barral und Bizio durchstiegen also eine Nebelschicht von wenigstens 12000 Fuß Höhe. Von einer Höhe von ungefähr 11000 Fuß an sank das Thermometer unter den Gefrierpunkt, und doch ging der Nebel erst in einer Höhe von nahe 18000 Fuß bei einer Temperatur von — 10° in Schneewolken (Eisnadelchen) über, es war also eine ungefähr 7000 Fuß hohe Wolke vorhanden, in welcher der Bläschendampf unter den Gefrierpunkt erkaltet war.