



UNIVERSITÄTS-
BIBLIOTHEK
PADERBORN

Leitfaden der Wetterkunde

Börnstein, Richard

Braunschweig, 1901

Bewölkung.

[urn:nbn:de:hbz:466:1-77440](https://nbn-resolving.org/urn:nbn:de:hbz:466:1-77440)

mit blanker, metallischer Oberfläche versehenen Gefässe wird Aether durch theilweises Verdampfen so lange abgekühlt, bis das Gefäss aussen mit Wasser beschlägt. Da dies stattfindet, sobald die mit der Gefässfläche in Berührung befindliche Luft auf ihren Thaupunkt abgekühlt ist, kann man diesen an einem im Innern des Gefässes befindlichen Thermometer ablesen, wobei aber natürlich genau derjenige Augenblick abzapfen ist, in welchem der Beschlag auf der blanken Fläche zuerst sichtbar wird. Ein zweites Thermometer ergiebt die Lufttemperatur. Fig. 9 (a. v. S.) zeigt eine ältere Form dieses Instruments, das Daniell'sche Hygrometer. Der Apparat wird in unseren Gegenden selten benutzt.

Ein anderes Verfahren, welches die Luftfeuchtigkeit zu beurtheilen ermöglicht, besteht in der Messung des zu verdunstenden Wassers. Als Verdunstungsmesser (Atmometer) pflegt man ein flaches, mit Wasser gefülltes Gefäss anzuwenden, dessen Gewichtsänderung die von der bekannten Oberfläche verdampfte Wassermenge ergiebt. Dieselbe hängt nicht nur von der Luftfeuchtigkeit ab, sondern ausserdem auch von der Grösse der Wasserfläche, der Temperatur, der Luftbewegung, der Bestrahlung u. s. w., und darum pflegen die verschiedenen Verdunstungsmessungen wenig mit einander vergleichbar zu sein.

Bewölkung.

Wird Luft, welche mit Wasserdampf gesättigt ist, ohne Druckänderung abgekühlt oder ohne Temperaturänderung unter höheren Druck gebracht, so gelangt sie in den Zustand der Uebersättigung. Denn, wie im vorigen Capitel (S. 29) gezeigt wurde, entspricht der bei Sättigung verringerten Temperatur ein kleinerer Dampfdruck als der vorhandene, und ebenso entspricht der erhöhte Druck, bei welchem die gleiche Dampfmenge in einen kleineren Raum gepresst ist, einer höheren Temperatur als vorhanden. In beiden Fällen ist also mehr Dampf in der Luft enthalten, als zur Sättigung gehört. Wenn der Aggregatzustand des Wassers sich immer den herrschenden Temperatur- und Druckverhältnissen anpassen würde, könnte freilich keine Uebersättigung zu Stande kommen. Die Erfahrung zeigt aber, dass dieser Zustand häufig eintritt, und dass zum Entstehen flüssiger Condensationsproducte das Vorhandensein flüssiger oder fester Ansatzkerne eine nothwendige Vorbedingung ist. Arbeiten von Coulier (57), Aitken (58), Rob. v. Helmholtz (59), Melander (60) u. A. haben gezeigt, dass man Luft mittels langsamen Hindurchsaugens durch Watte reinigen oder auch in verschlossenem Gefässe stehen lassen kann, bis aller Staub zu Boden gefallen ist (was aber viele Tage dauern kann), und dass solche staubfreie Luft mit Wasserdampf gemischt zur Condensation, d. h. zur Nebelbildung völlig unfähig ist. Wenn aber die Luft Staub enthält, so kann man durch aus-

reichende Abkühlung ganz leicht die Condensation einleiten und das Entstehen von Wasserkügelchen (oder Eisnadeln) um die einzelnen Staubkerne hervorrufen.

Eine gewisse Uebersättigung ist aber hierzu nothwendig, wie die Versuche von R. v. Helmholtz (59) zeigten. Nimmt man, wie üblich, an, dass der Druck des Dampfes den Stößen der gegen die Begrenzungsfläche fliegenden Molecüle {zuzuschreiben ist, und dass bei einer über Wasser befindlichen gesättigten Dampfmenge in gleicher Zeit gleich viele Molecüle aus dem Wasser heraus und in dasselbe hinein sich bewegen, so kann die Menge der in der Zeiteinheit aus der Flüssigkeit tretenden Theilchen als Maass für den Druck des Dampfes angesehen werden. Je leichter (oder schwerer) dies Austreten geschieht, um so grösser (oder kleiner) muss zur Erhaltung des Gleichgewichtes der Sättigungsdruck des Dampfes sein. Die Kraft aber, mit welcher {die Molecüle in der Flüssigkeitsoberfläche zurückgehalten werden, ändert sich nach Sir W. Thomson (61) mit der Gestalt der Oberfläche, denn in einer convexen Fläche ist jedes Theilchen von viel weniger anderen Theilchen umgeben und zurückgehalten als in einer ebenen oder gar concaven Fläche. Es ist also, damit auf einer convexen Fläche sich Dampf condensirt, d. h. damit mehr Dampftheilchen zu dieser Fläche hin als von ihr] weg sich bewegen, ein um so grösserer Dampfdruck erforderlich, je stärker die convexe Krümmung, je kleiner der Krümmungsradius ist. Bei einem Krümmungsradius von 0,001 mm würde der Sättigungsdruck etwa um ein Tausendstel seines normalen Werthes vergrössert sein.

Wenn nun in staubfreier feuchter Luft eine Condensation eintritt, so müssen die aus Dampf entstehenden Wassertropfchen zuerst so winzig klein und darum so ungeheuer stark convex gekrümmt sein, dass eine sehr grosse Uebersättigung des Dampfes zu ihrem Bestehen erforderlich wäre.

Sind dagegen Staubkerne vorhanden, an deren Oberfläche die Condensation beginnen kann, so ist um so weniger Uebersättigung nöthig, je grösser die Ansatzkerne sind, d. h. je kleiner die Krümmung ihrer Oberfläche ist. Aus Messungen über die zur Nebelbildung erforderliche Uebersättigung berechnete R. v. Helmholtz (59) für den Radius der zuerst gebildeten Nebelkugeln den Werth von etwa 0,0002 mm. Damit stehen nicht in Widerspruch die Beobachtungen von Assmann (62), welcher auf dem Brocken die Beschaffenheit der Nebeltröpfchen durch mikroskopische Betrachtung studirte und beim Verdampfen der Tröpfchen keinerlei Rückstand wahrnehmen konnte. Die angewandte Vergrösserung reichte nur aus, um Körperchen von 0,0005 mm Grösse noch zu sehen.

Da nun überall in der Atmosphäre Wolken sich bilden können, müssen wir auf das Vorhandensein von Staub in allen Luftregionen schliessen. Auch ist es begreiflich, dass die Anwesenheit reichlicher Staubmengen eine besonders starke Condensation erzeugt, und dass auf dem Meere die in der Luft schwebenden Salztheilchen, in grossen Städten der Rauch der Feuerstätten viel zur Nebelbildung beitragen.

Die einzelnen Wassertheilchen, aus welchen die Nebel- oder Wolkenmassen zusammengesetzt sind, pflegte man sich früher als kleine, hohle Bläschen vorzustellen. Diese von Halley und seinen Zeitgenossen (Anfang des 18. Jahrhunderts) herrührende, noch von Clausius (63) zur Erklärung optischer Erscheinungen benutzte Auffassung sollte vornehmlich das „Schweben“ der Wolken erklären. Indessen bedarf es, wie wir weiter unten sehen werden, einer solchen Erklärung keineswegs, da das Schweben der Wolken nur ein scheinbares ist. Assmann (62) konnte bei Gelegenheit der vorgenannten Beobachtungen auf dem Brocken eine Anzahl von Nebeltröpfchen untersuchen, die auf den Objectträger des Mikroskops fielen und dort allmählich verdampften. Während eine Hohlkugel aus Wasser, etwa eine Seifenblase, beim Auftreffen auf einen ebenen Gegenstand zerplatzend einen benetzten Ring mit trockener Mitte zurücklässt, konnten dort ausnahmslos nur solche Tropfen wahrgenommen werden, welche auf dem Objectträger ruhend eine vom Rande concentrisch nach der Mitte zunehmende Höhe hatten, und deren Volumen einer Kugel von 0,0059 bis 0,0169 mm Durchmesser entsprach. Und in gleichem Sinne spricht die von Kiessling (64) geltend gemachte Erwägung, dass Bläschen bei Vermehrung oder Verminderung des äusseren Luftdruckes an Volumen ab- oder zunehmen müssten, während erfahrungsmässig die Lichterscheinungen in künstlichem Nebel vom Luftdruck nicht abhängig und daher auf das Vorhandensein massiver Wassertröpfchen zurückzuführen seien. Bei genügend tiefer Temperatur der Condensation geht natürlich der Dampf nicht in Wasser, sondern in Eis über.

Man pflegt die Bewölkung als Nebel oder als Wolken zu bezeichnen, je nachdem sie am Boden oder in grösserer Höhe auftritt, und beide Gebilde entstehen auf verschiedene Weise. Der Nebel hat als Ursache stets einen Temperaturunterschied zwischen Boden und unterer Luft. Ist der Boden kälter, so wird die Temperatur der untersten Luftschicht durch Wärmeleitung gleichfalls sinken und kann bis unter den Thaupunkt herabgehen, worauf die Condensation beginnt. Dies findet oft in ruhigen, klaren Nächten statt, indem der Boden durch Ausstrahlung erkaltet und sich mit einer allmählich dicker werdenden Nebelschicht bedeckt. Das sogenannte „Steigen des Nebels“ ist dabei nur ein scheinbares, denn die Nebeltröpfchen sind schwerer als Luft und befinden sich vielmehr in langsamem Sinken. Aber die Abkühlung der Luft und die daraus folgende Condensation erstrecken sich immer weiter hinauf, und wenn die zur Condensation führende Kälte rascher emporsteigt als die Nebeltröpfchen herabfallen, so hebt sich in der That die obere Nebelgrenze. Aehnlich kann auch Nebel entstehen, wenn der Wind feuchte und warme Luft über kälteren Boden hinführt.

Ist dagegen die Luft kälter, so kann dies über der Oberfläche wärmerer Gewässer oder wasserreichen Bodens zur Nebelbildung führen. Die Verdampfung an der Wasseroberfläche entspricht der Wassertemperatur und sendet also mehr Dämpfe herauf, als die kältere Luft aufnehmen

kann. Demnach wird ein Theil des Dampfes in der Luft wieder zu Nebel condensirt. Hierbei kann ein wirkliches Steigen des Nebels stattfinden, wenn die dem Wasser benachbarte unterste Luftschicht erwärmt wird und über die kältere und schwerere Luft emporsteigt, wobei durch Vermischen beider neue Condensation erfolgt. Der Vorgang ist ganz ähnlich wie das „Dampfen“ eines mit warmem Wasser gefüllten und in kühlem Zimmer stehenden Gefässes.

Der tägliche Gang der Nebelhäufigkeit ist noch wenig untersucht. Die grösste Häufigkeit scheint auf die Nacht, die geringste auf Nachmittag und Abend zu fallen. Der jährliche Gang zeigt meistens ein Maximum im Winter oder Spätherbst, Minimum im Sommer. Doch wird durch besondere Windverhältnisse an manchen Orten auch eine andere Vertheilung herbeigeführt, so hat z. B. die norwegische Küste die grösste Nebelhäufigkeit im Sommer, die geringste im Winter.

Entsteht die Condensation höher als in den untersten Luftschichten, so bezeichnet man die entstehenden Gebilde als Wolken. Ihr Ursprung kann allenfalls durch Vermischung verschiedener Luftmassen gegeben sein, welche verschiedene Temperatur haben und mit Dampf nahezu gesättigt sind, indessen ist die hierbei zur Condensation kommende Wassermenge überaus gering. So berechnet v. Bezold (65), dass durch Vermischen zweier bei 700 mm Quecksilberdruck gesättigter Luftmassen von 0° und von 20° höchstens 0,75 g Wasser für jedes Kilogramm der Mischung entstehen kann, wobei die Endtemperatur des Gemisches 11° betragen würde. Aus gesättigter Luft von 20° kann man die gleiche Wassermenge zur Ausscheidung bringen, wenn man die Luft ohne Druckänderung auf $19,2^{\circ}$ abkühlt, oder wenn man sie durch Druckverminderung bis auf $18,4^{\circ}$ dynamisch abkühlt, was einem Emporsteigen um etwa 310 m entspräche. Die für die zu mischenden Luftmassen angenommene Temperaturdifferenz von 20° dürfte aber in Wirklichkeit bei benachbarten Luftströmen verschiedener Richtung kaum jemals zutreffen, ebenso wenig die Voraussetzung, dass beide völlig gesättigt sind. Ausserdem geschieht die Mischung nur in einer wenig mächtigen Grenzschicht, und es werden darum die durch Luftmischung entstehenden Wolken nicht eben häufig vorkommen.

Vielmehr ist es der aufsteigende Luftstrom, den man als gewöhnliche Veranlassung der Wolkenbildung ansehen muss. Wenn an einer Stelle der Druck am Boden geringer geworden ist als in der Umgebung (z. B. durch Erwärmung), so stellt das gestörte Gleichgewicht sich durch Bewegung wieder her, welche über der Stelle des geringsten Druckes emporführt und die aufgestiegene Luft durch am Boden heranströmende andere Luftmassen ersetzt, während in der Höhe ein Abfließen vom oberen Ende des aufsteigenden Stromes nach aussen stattfindet. Wie hierbei die emporgestiegene Luft unter geringeren Druck kommt, sich beim Ausdehnen dynamisch abkühlt und zur Condensation gelangen kann, ist bereits oben (S. 21, 22, 36) geschildert worden. Die

Zustände, welche nach einander in solcher Luft eintreten, hat H. Hertz (66) als Trocken-, Regen-, Hagel- und Schneestadium bezeichnet. Dieselben werden von Moh n (67) an dem folgenden Beispiel erläutert. Eine Luftmasse habe am Boden bei 760 mm Quecksilberdruck die Temperatur 20° , der Dampfdruck sei gleich 15,0 mm. Da bei 20° zur Sättigung ein Dampfdruck von 17,4 mm gehört, beträgt die relative Feuchtigkeit $15,0/17,4 = 86$ Proc. Wenn diese Luft emporsteigt, so erkaltet sie zunächst auf je 100 m Erhebung um $0,99^{\circ}$, bis der Thaupunkt erreicht ist. Dieser Theil des Vorganges, das Aufsteigen ohne Condensation, heisst Trockenstadium, ihm folgt die als Regenstadium bezeichnete Fortsetzung vom Beginn der Condensation bis zum Erreichen der Temperatur 0° . Mit Rücksicht darauf, dass unter vermindertem Druck der Wasserdampf einen grösseren Raum ausfüllen muss und die absolute Feuchtigkeit also einen geringeren Werth hat, liegt der Thaupunkt etwas tiefer, als dem anfänglichen Dampfdruck entspräche, nämlich bei $17,0^{\circ}$. Dieser sammt dem zugehörigen Sättigungsdruck von 14,4 mm wird, entsprechend dem Temperaturgefälle von $0,99^{\circ}$, in 306 m Höhe (733,3 mm Druck) erreicht, und von hier ab beginnt nun das Regenstadium, die Luft steigt gesättigt weiter empor unter beständiger Condensation des über die Sättigung hinaus vorhandenen Dampfes. In der Höhe von 3684 m ist die Temperatur auf 0° , der Druck auf 486,0 mm und der Dampfdruck auf 4,6 mm gesunken, das Temperaturgefälle in diesem Regenstadium beträgt wegen der frei werdenden Condensationswärme nur etwa $0,5^{\circ}$ auf 100 m. Die im Kilogramm Luft enthaltene Dampfmenge beläuft sich jetzt nur noch auf 6,0 g gegen 12,5 g am Boden; 6,5 g Dampf sind aus jedem Kilogramm Luft als Wasser ausgeschieden, und dies Wasser bleibt entweder als Wolke im aufsteigenden Strome schweben, oder es fällt herab und gelangt, soweit es nicht im Sinken verdampft, als Regen zu Boden. Wenn die Wassermasse als schwebende Wolke der aufsteigenden Bewegung der Luft folgt, so beginnt jetzt das Hagelstadium, in welchem die Luft, gemischt mit Wasser und Eis, die Temperatur von 0° unverändert beibehält. Denn der nunmehr stattfindende Wärmeverbrauch der sich ausdehnenden Luft wird durch die frei werdende Erstarrungswärme des gefrierenden Wassers so lange ausgeglichen, bis alles schwebende Wasser sich in Eis verwandelt hat. Da ein Kilogramm Eis bei 0° zum Schmelzen 80 Calorien braucht (Definition S. 9) und beim Gefrieren eines Kilogramm Wasser ebenso viel Wärme frei wird, so kann man berechnen, dass das Hagelstadium in unserem Beispiele bis zur Höhe von 3860 m reicht, während die Temperatur auf 0° , der Dampfdruck auf 4,6 mm verbleibt und der Luftdruck auf 475,4 mm sinkt. In diesem Stadium wird kein Dampf condensirt, vielmehr kommt, weil ohne Abkühlung der Luftdruck kleiner wird, ein gewisser Theil des Wassers wieder zur Verdampfung. Wenn aber die im Regenstadium entstandenen Tropfen nicht mit der Luft emporsteigen, sondern herabfallen, so fällt das ganze Hagelstadium weg, und es beginnt sogleich das Schnee-

stadium, in welchem die Luft unter weiterer Abkühlung emporsteigt, während die jetzt ausgeschiedenen Wasserdämpfe unmittelbar in feste Form übergehen und eine aus Eisnadeln bestehende Wolke bilden. Hierbei würde die Temperatur von -20° in 7117 m Höhe erreicht werden, so dass das Temperaturgefälle in diesem Stadium $0,61^{\circ}$ auf 100 m beträgt. Zugleich sinkt der Luftdruck auf 311,6 mm, der Dampfdruck auf 0,9 mm, und ein Kilogramm Luft enthält nur noch 1,9 g Dampf, nachdem 4,1 g Eis ausgeschieden wurden.

Wie sich in herabsteigender Luft die entsprechenden Vorgänge gestalten, ist nach dem Früheren ohne Weiteres ersichtlich. Eine abwärts bewegte Luftmasse erwärmt sich dynamisch auf je 100 m um $0,99^{\circ}$. Ist ihr Wasser oder Eis beigemischt, so wird die Compressionswärme zur Verdampfung verbraucht. Ein absteigender Luftstrom kann also wohl vorhandene Wolken durch Verdampfung zum Verschwinden bringen, niemals aber selbst zur Wolkenbildung führen.

Die vorstehend geschilderte Entstehungsweise der Wolken lässt uns erkennen, dass dieselben keineswegs als unveränderliche Gebilde von gleichbleibenden Bestandtheilen anzusehen sind. Wo durch Bewegung die Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse sich ändern, finden sogleich die entsprechenden Aenderungen des Aggregatzustandes statt, während unseren Augen nur das Wasser oder Eis der Wolke, nicht aber der Dampf sichtbar ist. Es kann also die Bewegung und Entwicklung der Wolken mit dem Auge nur unvollkommen verfolgt werden. Insbesondere beruht das scheinbare Schweben der Wolken auf Täuschung. In Wirklichkeit sind die Wassertröpfchen oder Eisnadeln der Wolken schwerer als die Luft und sinken herab. Diese Bewegung ist langsam, theils wegen des grossen Luftwiderstandes, den so kleine Körperchen finden, theils auch wegen der hebenden Kraft des aufsteigenden Stromes, in dem die Wolke „schwebt“. Sobald aber ein flüssiges oder festes Theilchen die untere Wolkengrenze erreicht hat, kommt es in ungesättigte Luft, verdampft und hört auf sichtbar zu sein. Weht der Wind gegen einen Berg, so wird die Luft an der Windseite emporgeführt, um an der Leeseite herabzusteigen. Auf der Windseite bildet sich über derjenigen Höhe, in welcher die Condensation des aufsteigenden Stromes beginnt, eine Wolke, die etwa bis zu gleicher Höhe auf der Leeseite auch den absteigenden Strom erfüllt. Die Höhe der unteren Wolkengrenze hängt von Temperatur und Dampfgehalt der aufsteigenden Luft ab, und der Beobachter sieht bei genügendem Dampfgehalt eine scheinbar ruhende Wolkenkappe den Berggipfel umgeben, wie sie z. B. der Brocken oft genug zeigt. In Wirklichkeit sind die Wassertheilchen der Wolken aber natürlich keineswegs in Ruhe, sondern sie folgen der Windbewegung und sinken ausserdem durch eigene Schwere herab. Bei Luftfahrten hat man oftmals bemerkt, dass der Ballon vom Wind in eine Wolke hinein oder aus einer solchen heraus in horizontaler Richtung bewegt wurde. Wäre die Wolke ein unveränderlicher Körper, wie der Ballon,

so müssten beide durch den gleichen Wind auch gleiche Bewegung erhalten und könnten einander nicht wesentlich näher kommen oder sich von einander entfernen, solange der Ballon nur durch Wind und nicht durch Ballastwerfen oder Ventilziehen bewegt wird. Da aber in der That die Wolken sich oftmals ganz anders zu bewegen scheinen als der Ballon, sehen wir auch hier, dass die Wolke nur der jeweilig sichtbare Theil einer in Bewegung und beständiger Aenderung befindlichen Masse ist. Das in der Luft vorhandene Wasser passt seinen Aggregatzustand den wechselnden Verhältnissen von Bewegung, Druck, Temperatur und Dampfgehalt an, und derjenige Raum, in welchem dies Wasser gerade flüssig oder fest ist, wird von uns als Wolke gesehen und bezeichnet.

Die verschiedenen Wolkenformen lassen die Entstehungsweise erkennen. Im oberen Theile eines aufsteigenden Luftstromes befindet sich gewöhnlich eine Wolke, deren untere Grenze die Höhe des beginnenden Regenstadiums bezeichnet. Darum pflegen solche Wolken unten eine nahezu ebene Begrenzung zu haben. Nach oben hin lässt entweder die kugelförmig gerundete Gestalt der Wolke erkennen, dass und wie weit der aufsteigende Strom nahezu gerade emporführt, oder die Wolke ist streifenförmig auseinandergezogen und zeigt durch ihre geschichtete Lagerung, dass sie in verschieden gerichtete (resp. verschieden rasch fließende) horizontale Luftströmungen eingedrungen ist. Im ersteren Falle wird sie als Haufen- oder Cumuluswolke bezeichnet, im letzteren als Schicht- oder Stratuswolke. Gelangt die Wolke in grössere Höhen und wird von den aufgestiegenen und hier abströmenden Luftmassen erfasst und mitgeführt, so erscheint sie in Form zarter Fäden oder Schleier auseinandergezogen und heisst dann Feder- oder Cirruswolke. Diese Form befindet sich in Höhen, deren Temperatur unter 0° liegt, die Cirruswolken bestehen darum aus Eisnadeln und geben durch Lichtbrechung die Veranlassung zu Sonnen- und Mondhöfen. Luke Howard (68), welcher bereits 1802 diese Grundformen beschrieb und benannte, fügt dazu noch die Regen- oder Nimbuswolke (die er zuerst auch Cumulocirrostratus nannte) und die Zwischenformen Cirrocumulus, Cirrostratus und Cumulostratus. Goethe (69) schlug zur Ergänzung vor, mit Paries oder Wand eine am Horizont gelegene dichte Wolkenbank zu bezeichnen. Man hat später vielfach die Benennung der Wolkenformen erweitert und einheitlich zu gestalten gesucht, insbesondere waren Cl. Ley, H. H. Hildebrandsson, R. Abercromby, W. Köppen, G. Neumayer, A. Riggenbach, L. Teisserenc de Bort u. A. in diesem Sinne thätig, und als ein wesentliches Ergebniss dieser Bestrebungen kann der auf Veranlassung des Internationalen Meteorologischen Comités (Sitzungen 1891 in München und August 1894 in Upsala) von Hildebrandsson, Riggenbach und Teisserenc de Bort (70) 1896 herausgegebene Internationale Wolkenatlas angesehen werden. Um nämlich durch Zusammenwirken der meteorologischen Beobachter und Anstalten aller Länder die Formen und Bewegungen

der Wolken studiren zu können und vergleichbares Beobachtungsmaterial zu erlangen, hielt man es für nothwendig, dass bei allen Beobachtungen die nämlichen Bezeichnungen und Methoden gebraucht würden, und schuf ein System der Wolkenformen, welches durch Zeichnung und Beschreibung in dem genannten Atlas dargestellt ist und ein einheitliches Verfahren des Wolkenstudiums allgemein herbeiführen soll. Die folgenden Einzelheiten sowie die Abbildungen unserer Wolkentafeln (Taf. IV bis XII) sind jenem Werke entnommen.

- a) Durchbrochene oder kugelförmige Wolkenbildungen (vorwiegend bei trockenem Wetter).
- b) Ausgebretete oder schleierförmige Bildungen (Wetter regnerisch).

A. Obere Wolken in mittlerer Höhe von 9000 m.

a) 1. Cirrus (Ci.). Vereinzelte zarte Wolken von faserigem Gewebe, in Form von Federn, im Allgemeinen weiss, oft angeordnet in Banden, die einen Theil des Himmels in Bogen grösster Kreise durchsetzen und im perspectivischen Bilde gegen einen oder auch zwei gegenüberliegende Punkte des Horizonts convergiren.

b) 2. Cirrostratus (Ci.-S.). Feiner weisslicher Schleier, bald gleichförmig, bald mit mehr oder minder deutlicher Structur eines Filzes von Fäden; giebt häufig Anlass zu Halos (Ringeln) um Sonne und Mond.

B. Mittelhohe Wolken, zwischen 3000 und 7000 m.

a) 3. Cirrocumulus (Ci.-Cu.), Schäfchenwolken. Kleine, zusammengeballte oder flockenförmige Massen, schattenlos oder mit sehr schwachen Schatten, angeordnet in Gruppen und oft in Reihen.

a) 4. Altocumulus (A.-Cu.). Dickere Ballen, weiss oder blassgrau, mit schattigen Bestandtheilen, in Gruppen oder in Reihen geordnet und oft so zusammengedrängt, dass ihre Ränder sich berühren. Die einzelnen Ballen sind meist in der Mitte der Gruppe dicker und massiger, am Rande bilden sie feinere Flocken. Oft erscheinen sie nach einer oder zwei Richtungen reihenförmig geordnet.

b) 5. Altostratus (A.-S.). Dichter Schleier von grauer oder bläulicher Farbe, der in der Nähe der Sonne oder des Mondes stärker leuchtet und, ohne Halos zu verursachen, die Bildung von Höfen bewirken kann; zeigt in der Form alle Uebergänge zu Cirrostratus, schwebt aber nach Messungen von Upsala nur halb so hoch.

C. Untere Wolken, unterhalb 2000 m.

a) 6. Stratocumulus (S.-Cu.). Dicke Ballen oder dunkle Wolkenwülste, die häufig den ganzen Himmel bedecken, namentlich im Winter, und ihm zuweilen ein wogenförmiges Ansehen geben; von geringer Mächtigkeit, so dass häufig das Himmelsblau durchbricht. Es finden

sich alle möglichen Uebergänge von dieser Form zu *Alto cumulus*. Sie unterscheiden sich von *Nimbus* durch ihr hallen- oder walzenförmiges Aussehen und auch darin, dass sie keinen Regen herbeizuführen pflegen.

b) 7. *Nimbus* (N.), Regenwolke. Eine dichte Schicht dunkler, formloser Wolken mit zerfetzten Rändern, aus der im Allgemeinen andauernd Regen oder Schnee fällt. Darüber und durch die Lücken sichtbar befindet sich fast immer eine Schicht *Cirrostratus* oder *Altostratus*. Zerreisst die *Nimbus*-schicht in kleine Fetzen oder eilen unter dem breit ausgedehnten *Nimbus* sehr niedrig lose, kleine Wolken dahin, so heissen diese *Fractonimbus* („*Scud*“ der Seeleute).

D. Wolken aus den untertags aufsteigenden Strömen.

a) 8. *Cumulus* (Cu.), Haufenwolke, Gipfel 1800 m, Grundfläche 1400 m. Dicke Wolken, deren Gipfel die Form einer Kuppel hat und mit Ansätzen umsäumt ist, während die Grundfläche wagerecht ist; sie scheinen am Tage durch aufsteigende Bewegung zu entstehen, die sich sehr regelmässig beobachten lässt. Der Sonne gegenüber leuchten die Flächen, welche sich dem Beobachter senkrecht darbieten, heller als der Rand. Bei seitlicher Belichtung sind diese Wolken von tiefen Schatten durchzogen, vor der Sonne erscheinen sie dunkel mit heller Umrahmung. Der eigentliche *Cumulus* ist oben und unten scharf begrenzt. Häufig ist er durch heftige Winde zerrissen, und die einzelnen Theile bieten dann ununterbrochen Veränderungen dar: *Fractocumulus*.

b) 9. *Cumulonimbus* (Cu.-N.), Gewitterwolken. Gipfel 3000 bis 8000 m, Grundfläche 1400 m. Gewaltige Wolkenmassen, die sich in Form von Bergen, Thürmen oder Ambossen erheben, im Allgemeinen oben begleitet von einem Schleier oder Schirm aus faserigem Gewebe (falscher *Cirrus*) und unten von *nimbus*-artigen Wolkenmassen. Aus der unteren Schicht gehen gewöhnlich locale Regen- oder Schneeschauer nieder (zuweilen auch Hagel- oder Graupelschauer). Die oberen Ränder haben bald compacte *Cumulus*-form und bilden mächtige Köpfe, um welche zarte falsche *Cirren* ziehen, bald fasn die Ränder selbst in *cirrus*-artigen Fäden aus, letzteres namentlich bei „Frühjahrsschauern“. Die Front weit ausgedehnter Gewitterwolken bildet zuweilen einen grossen Bogen über einem Theile des gleichmässig helleren Himmels.

E. Gehobene Nebel. Unter 1000 m.

10. *Stratus* (S.). Gehobener Nebel in wagerechter Schichtung. Ist derselbe durch Wind oder Berggipfel in unregelmässige Fetzen zerrissen, so kann man diese als *Fractostratus* bezeichnen.

Die Höhenangaben sind natürlich nur als Durchschnittswerthe anzusehen; für sämtliche Wolkenformen findet man in der warmen Jahreszeit merklich grössere Höhen als in der kalten [Vettin (71)], weil mit steigender Temperatur die Condensation der aufsteigenden Luft höher hinauf verlegt wird.

Den international vereinbarten Bezeichnungen seien noch einige weitere Einzelheiten über das Auftreten der Wolkenformen hinzugefügt. Cl. Ley (72) macht darauf aufmerksam, dass die Schichtwolken hauptsächlich Nachts und im Winter, die Haufenwolken häufiger am Tage und im Sommer auftreten, ferner erstere mehr über dem Meere, letztere über dem Lande. Inseln geben in der warmen Jahreszeit, wo das Meer kühler als das Land ist, Anlass zur Bildung aufsteigender Luftströmung und pflegen deshalb über sich eine Haufenwolke zu haben. Sogar die Lage eines mit seichtem Wasser bedeckten Rifles im Meere soll durch einzelne darüber stehende Haufenwolken bezeichnet werden.

Wie gross der Einfluss des Bodens auf die Wolkenbildung sein kann, ergiebt eine von Erk (73) mitgetheilte Beobachtung. Gelegentlich zweier Ballonfahrten am 31. October und 14. November 1896 schwebten die Luftfahrer über einer niedrigen und weit ausgespannten Wolkendecke und konnten deren obere Grenzfläche betrachten. Dabei sah man die unten befindlichen Flussläufe mit allen ihren Krümmungen als leichte Thäler in der oberen Wolkenfläche deutlich abgezeichnet. Bei späteren Fahrten im Winter wurde das Gleiche noch mehrmals gesehen, während die nämliche Beobachtung in der warmen Jahreszeit nicht sichergestellt ist. Die Wolkendecke lag dabei nicht am Boden, und es reichte die Wirkung des Flusslaufes mindestens bis zur Höhe von 600 bis 700 m hinauf. Den Temperaturunterschied zwischen Fluss und Ufer hält Herr Erk nicht für ausreichend zur Erklärung des Vorganges, sondern schreibt denselben der Bewegung des Flusswassers zu, welche bei der herrschenden Windstille ihre Wirkung in Form von Wirbelfäden bis zu jener Höhe erstreckt habe.

Bemerkenswerth ist ferner das häufige Auftreten von Wogenwolken. H. von Helmholtz (74) hat nachgewiesen, dass namentlich in den tieferen Schichten der Atmosphäre Zustände eintreten können, bei denen Luftmassen von verschiedener Temperatur und Bewegung unmittelbar über einander liegen können. Die Grenzfläche ist meistens gegen den Aequator hin nach abwärts geneigt, kann aber auch anders gerichtet sein, und indem die untere Schicht durch geringeren Wärmegehalt oder geringere Umlaufgeschwindigkeit (oder beides) eine grössere Schwere hat, entstehen in der Grenzfläche, ebenso wie auf einer freien Wasseroberfläche, regelmässig fortschreitende Wogen. Sehen kann man dieselben nur dann, wenn die Luft der unteren Schicht Wasserdampf genug enthält, um beim Emporsteigen in den Wellenbergen Nebel zu bilden, und es erscheinen in solchem Falle streifige, parallele Wolkenzüge, welche senkrecht zu ihrer Längsrichtung fortschreiten, entsprechend den Wellenrücken und aufgeschwellt durch die Steigkraft der bei der Condensation frei gewordenen latenten Wärme. Nicht nur kleine Wellen dieser Art können sich bilden, sondern auch solche von mehreren Kilometern Wellenlänge (d. h. Abstand zwischen den Rücken), die, wenn sie in Höhe von einem oder mehreren Kilometern über dem Erdboden hin-

ziehen, die unteren Luftschichten stark in Bewegung setzen und böiges Wetter erzeugen. Windstöße, oft von Regen begleitet, kehren dann nach ziemlich gleichen Zwischenzeiten und in ziemlich gleichem Verlaufe mehrmals des Tages an demselben Orte wieder. Wie die Wasserwellen beim Anlaufen gegen ein seichtes Ufer branden, so haben diese atmosphärischen Wellen ein Ufer am Erdboden, wo die Schichten seicht auslaufen. Auch in den Wellenköpfen kann ein Branden durch allmähliche Steigerung des Windes entstehen. Herrscht in der unteren Luftschicht Windstille, so wird unter den Wellenbergen eine Bewegung im Sinne des Fortschreitens der Wellen, unter den Thälern in entgegengesetzter Richtung stattfinden, und so weit als dieser Windwechsel nach unten hin bemerkbar ist, kann man gleichzeitige Schwankungen des Luftdruckes erwarten. Wirken mehrere Wellensysteme in der gleichen Fläche, so findet gegenseitiges Durchsetzen statt, entsprechend den bekannten Erscheinungen der Wasserwellen. Dies zeigt z. B. Taf. VIII.

Ein einfaches Verfahren zur verkleinerten Nachbildung von Wogenwolken empfiehlt Geitel (75). Am Boden einer passenden Holzkiste werden drei kleine Gefässe aufgestellt, welche rauchende Salzsäure, concentrirte Ammoniakflüssigkeit und irgend eine Säure enthalten, in welcher letztere etwas Natriumbicarbonat gethan wird. Wenn die zugleich mit dem Salmiaknebel entstehende Kohlensäure die Kiste bis zum Rande erfüllt, bläst man über die Oberfläche aus einer etwas nach oben gerichteten Röhre von 3 bis 4 mm Oeffnung einen leichten, gleichmässigen Luftstrom, worauf die Wellenerscheinung sichtbar wird.

Die Beziehungen der Bewölkung zum Luftdruck sollen weiter unten erörtert werden. Hier sei indessen noch erwähnt, dass die Beobachtung des Wolkenzuges von besonderer Wichtigkeit für unsere Kenntniss der Luftbewegung ist, weil nur hierdurch die Ortsveränderung der oberen Luftmassen erkannt werden kann. Oftmals, namentlich bei kräftig entwickelten und nicht zu hoch schwebenden Haufenwolken, genügt schon die Betrachtung der Wolkenform, um die Windrichtung zu erkennen. Da nämlich der Wind am Boden durch Reibung an voller Kraftentfaltung gehindert wird, so pflegt die Windgeschwindigkeit nach oben hin zu wachsen, und wenn eine Wolke der erwähnten Art mit dem Winde fortschreitet, so hat ihr Obertheil eine grössere Geschwindigkeit und ragt über den Wolkenfuss in der Windrichtung hinaus. Anderenfalls kann man die Bewegungsrichtung der Wolken erkennen, indem man über irgend einen unbeweglichen Gegenstand (Baum, Dach) hin nach der Wolke blickt und den Kopf dabei durch Anlehnen gegen eigene Bewegung schützt, oder indem man über zwei feste Punkte (Bläschen in den Scheiben eines Doppelfensters) in unveränderlicher Richtung nach der Wolke visirt. Zur Erleichterung dient dabei auch ein Wolken Spiegel, wie er am Schluss dieses Capitels beschrieben ist.

Um aber die in der beobachteten Wolkenregion herrschende Luftbewegung vollständig zu kennen, muss man ausser der Zugrichtung auch

die Geschwindigkeit und die Höhe der Wolke messen. Man bestimmt zunächst die scheinbare Geschwindigkeit durch Messen der Zeit, in welcher das auf der matten Scheibe einer Camera obscura aufgefangene Bild der Wolke einen gewissen Weg auf dieser Scheibe zurücklegt [Vettin (76)], oder in welcher die Wolke selbst den Durchmesser eines über dem Beobachter angebrachten horizontalen Drahtkreises zu durchlaufen scheint [Ekholm (77)], und berechnet daraus die wirkliche Geschwindigkeit mit Hülfe der ausserdem ermittelten Höhe. Diese kann ein einzelner Beobachter bei niedrigen Wolken aus der gleichzeitig gemessenen Geschwindigkeit des auf dem Boden dahingleitenden Wolkenshattens herleiten. Vettin (76) hatte für solche Bestimmungen die von seinem Fenster aus sichtbare Fläche derartig ausgemessen, dass er die Geschwindigkeit der darüber hinziehenden Wolkenschatten unter gleichzeitiger Beobachtung der Uhr messend verfolgen konnte. Für höhere Wolken, namentlich Federwolken, benutzte er zur Höhenberechnung die Zeit, in welcher die Wolke zuerst vor Sonnenaufgang oder zuletzt nach Sonnenuntergang noch beschienen war. Wo zwei Beobachter für die Höhenmessung verfügbar sind, bedient man sich der trigonometrischen Bestimmung aus zwei in bekannter Entfernung von einander liegenden Punkten oder auch der gleichzeitigen photographischen Aufnahme an zwei solchen Punkten unter genauer Feststellung der Richtungen, in welchen die zu untersuchende Wolke von beiden Stellen aus erscheint.

Einen ungefähren Anhalt für die Höhenregion einer Wolke bietet die Helligkeit derselben. Denn da nach oben hin die Dichte der Luft und mehr noch diejenige des Wasserdampfes abnimmt, so wird auch die Dichte der Wolkengebilde in der Höhe geringer werden, und da die minder dichte Wolke mehr Licht hindurchlässt, muss in der Regel die höhere Wolke heller erscheinen.

Im Anschluss hieran seien noch einige optische Erscheinungen die in der Atmosphäre auftreten, erwähnt. Das sogenannte Wasserziehen der Sonne, auch Dämmerungsstrahlen genannt, besteht aus strahlenförmigen, von der Sonne ausgehenden Streifen wechselnder Helligkeit und kann als Schattenwirkung einzelner Wolkenmassen, zwischen denen hellere Sonnenstrahlen hindurchdringen, angesehen werden. Dabei müssen wir uns die einzelnen Streifen als thatsächlich parallel denken; sie scheinen gegen die Sonne hin, von welcher sie in der That herkommen, einander näher zu rücken, ebenso wie aus Gründen der Perspective etwa die Baumreihen einer Landstrassè scheinbar in der Ferne convergiren.

Wie die Sonnenstrahlen sich in der Atmosphäre verhalten, wurde bereits oben (S. 9) erwähnt. Die blaue Himmelsfarbe konnten wir darauf zurückführen, dass vorzugsweise die blauen Lichtstrahlen in der Luft zerstreut und zurückgeworfen, die rothen hindurchgelassen werden. Dies verschiedene Verhalten der verschiedenfarbigen Sonnenstrahlen wird im Einzelnen noch vielfach durch die der Atmosphäre beigemengten

Substanzen beeinflusst, und es entsteht daraus die reiche Mannigfaltigkeit der Färbungen, welche man zusammen als Dämmerung bezeichnet. Nach v. Bezold (78) pflegt in unseren Gegenden die normale Dämmerung besonders deutlich während der Monate October und November zu verlaufen und folgende Einzelheiten zu zeigen. Sobald an einem wolkenfreien Abend die Sonne sich dem Horizont nähert, nimmt der unterste Theil des Himmels im Westen eine sehr transparente weisse, mit der Zeit in gelb übergehende Färbung an, im Norden und Süden zeigt sich ein trüberer, erst schwach und dann stärker ockergelber Ton, während der Osten aus schmutzig ockergelber in trüb purpurne Farbe übergeht, die oben in das Blau des Himmels verläuft und von unten her durch den gewöhnlich als dunkles Segment bezeichneten Erdschatten allmählich verdeckt wird. Dies dunkle Segment erhebt sich aschfarbig am Osthimmel, sobald die Sonne unter den Horizont herabgesunken ist, und schiebt sich über den purpurnen Theil des Himmels, so dass dieser einen immer schmäler werdenden Gürtel, den ersten östlichen Dämmerungsbogen oder die „erste Gegendämmerung“ bildet. Ist dieser Gürtel überdeckt, so pflegt die obere Grenze des dunklen Segments nicht mehr erkennbar zu sein. Inzwischen ist am westlichen Himmel der weissliche Schein hoch hinaufgestiegen und in einen um 8 bis 12° über den Horizont reichenden gelben, unten roth bis braunroth gefärbten Streifen übergegangen, welcher über der Sonne eine breite, helle und sehr transparente Stelle zeigt. Ist die Sonne untergegangen, so wird das Gelb intensiver und geht oft in orange über, während jene helle Stelle breiter wird und in eine helle Zone, den Dämmerungsschein übergeht. Die ganze gelbe Wand nennt v. Bezold (78) nach ihrer Form das erste helle Segment und so dessen Grenze den ersten westlichen Dämmerungsbogen. Ueber diesen Erscheinungen des Westhimmels in etwa 25° Höhe über dem Horizont entsteht zugleich ein runder, purpurner (auch als rosenfarbig bezeichneter) Fleck, der rasch wächst und seinen unteren Rand hinter das gelbe Segment zu schieben scheint, das erste Purpurlicht. Es erscheint, während die purpurnen Töne des Osthimmels verschwinden, und wächst rasch an Helligkeit, bis die Sonne etwa 4° unter dem Horizont steht. Gebäude, die eine Wand gegen Westen kehren und vorher schon ganz fahl erschienen, werden nun von Neuem beleuchtet und erscheinen in rosa-farbenem oder hellfleischrothem Ton. Auch das Alpenglühn an schneebedeckten Bergen (oder auch an weissen Kalksteinfelsen) ist diesem ersten Purpurlicht zuzuschreiben, welches selbst da, wo man den Westhimmel gar nicht sieht, durch die nochmals wachsende Helligkeit wahrgenommen werden kann. Zu beiden Seiten des Purpurlichtes sieht man über dem hellen Segment zwei hellblaugrüne Stellen, welche auch nach Verschwinden des Purpurlichtes noch deutlich sind. Dieses nämlich sinkt allmählich unter gleichzeitiger Verbreiterung hinter das helle Segment hinab und bildet zuletzt an dessen oberer Grenze (dem ersten west-

lichen Dämmerungsbogen) einen schmalen, trüben Streifen. Bei nahezu 60° Sonnentiefe verschwindet auch dieser, und zugleich zeigt sich die auffallend rasche Abnahme der allgemeinen Tageshelle, mit deren Eintritt man die bürgerliche Dämmerung als beendet ansieht. Der obere Rand des hellen Segments steht jetzt etwa 8 bis 12° höher als die bereits untergegangene Sonne.

Ungefähr um diese Zeit sieht man zuweilen an dem wieder etwas heller gewordenen Osthimmel ein zweites dunkles Segment aufsteigen und allmählich verschwinden, während am westlichen Theile eine Wiederholung der dort schon einmal beobachteten Erscheinungen beginnt. Während der erste Dämmerungsbogen abwärts steigt, wird in nahezu derselben Höhe, die jener vorher einnahm, eine trüb-grünlichgelbe Schicht sichtbar, aus welcher sich oben eine hellere Zone, der zweite Dämmerungsschein oder der zweite westliche Dämmerungsbogen, die Grenze des zweiten hellen Segments abhebt. Ueber diesem entwickelt sich unter günstigen Umständen ein zweites Purpurlicht, vielleicht etwas weniger hoch als das erste und mit etwas mehr gelbrother Farbe, aber ganz ähnlich verlaufend. Alle diese Erscheinungen treten in umgekehrter Folge bei Sonnenaufgang ein.

Eine Reihe deutlicher Aenderungen an diesen Vorgängen beobachtete man 1883 und in den folgenden Jahren (bis 1886), und es scheint, dass die Ursachen in den vulkanischen Ausbrüchen zu suchen ist, welche vom 20. Mai 1883 ab auf der in der Sundastrasse zwischen Java und Sumatra liegenden Insel Krakatau stattfanden und mit dem Einsturz der Insel am 27. August endeten. Hierbei wurden ungeheure Mengen von Lava, Bimsstein u. A. ausgeworfen und vermisch mit Gasen und Dämpfen in Höhen hinaufgeführt, die wahrscheinlich bis zu 30 000 m betragen. Die kleinsten Stäubchen dieser Massen hielten sich lange in der Luft und wurden von den in der Höhe fließenden atmosphärischen Strömungen weit fortgeführt. Die räumliche und zeitliche Vertheilung der sogleich anzugebenden optisch-atmosphärischen Erscheinungen sowie die Möglichkeit, Aehnliches experimentell durch künstliche Staub- und Nebelmassen hervorzurufen, machen es wahrscheinlich, dass in der That die vulkanischen Staubmassen von Krakatau es waren, denen man die folgenden, an vielen Orten gemachten Wahrnehmungen zuzuschreiben hat. Es traten zunächst gewisse Aenderungen der Dämmerung auf, welche v. Bezdold (79) folgendermaassen darstellte. Die bei sehr tiefem Sonnenstande in der Nähe der Sonne gewöhnlich sichtbare Steigerung der Helligkeit erschien sehr verstärkt; unmittelbar vor Sonnenaufgang oder gleich nach Sonnenuntergang zeigte der Himmel eine gelbe Farbe und dabei so diffuse Beleuchtung, dass die Begrenzung des dunklen Segments nicht deutlich erkennbar war; das erste Purpurlicht war räumlich viel weiter ausgedehnt, dabei aber schlechter begrenzt, und namentlich das zweite Purpurlicht war sehr viel ausgedehnter, heller und stärker gefärbt als sonst. Zu diesen ungewöhnlichen Dämmerungs-

erscheinungen gesellte sich ferner: der Dunstnebel, eine hohe, cirrus-ähnliche Schicht, die in äquatorialen Gegenden dichter, in aussertropischen Gegenden nur bei günstiger Beleuchtung sichtbar auftrat; der Bishop'sche Ring, eine von S. Bishop in Honolulu am 5. September 1883 und später an vielen Orten (in Europa bis Juli 1886) beobachtete bläuliche oder weissliche Kreisfläche von etwa 30 bis 50^o Durchmesser mit röthlichbraunem Rande, in deren Mitte die Sonne stand; und endlich die blaue oder grüne Färbung der Sonne. Von Neumayer (80), Rollo Russel (81), Douglas Archibald (81), J. Kiessling (82) u. A. wurden die von vielen Orten und Beobachtern stammenden Einzelheiten dieser auffallenden Erscheinungen zusammengestellt und untersucht. Kiessling vermochte insbesondere einen grossen

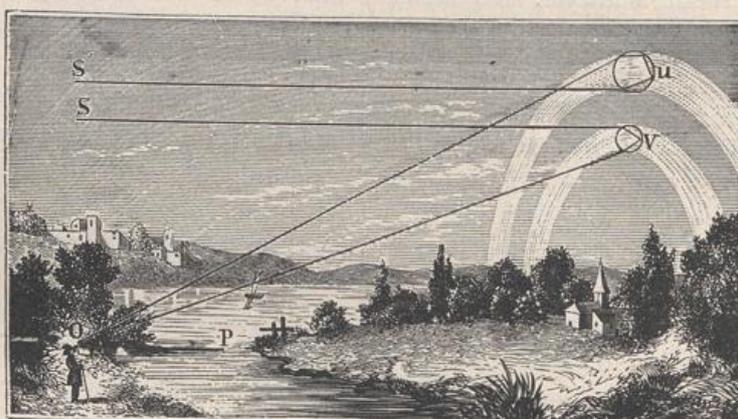


Fig. 10. Entstehung des Regenbogens.

Theil, der beobachteten Färbungen künstlich hervorzurufen und erklärte dieselben daraufhin für Wirkungen der Lichtbeugung. Unter dieser Voraussetzung ergibt sich für die Staubtheilchen, welche den Bishop'schen Ring erzeugen, eine Grösse von 0,0018 bis 0,0034 mm.

Seit 1885 hat man mehrfach leuchtende Nachtwolken beobachtet, welche sich auf dem Dämmerungshimmel hell in bläulichem Weiss, näher zum Horizont in roth oder gelb abheben und die Form von Cirruswolken haben. Gewöhnliche Cirruswolken würden gegen denselben Dämmerungshimmel dunkel erscheinen. Diese Nachtwolken befinden sich in der Nähe des Horizontes und über demjenigen Theile, unter welchem die Sonne steht. Ihre Höhe betrug bis 1891 mit geringen Schwankungen 82 km [Jesse (83)].

Der Regenbogen entsteht durch Brechung und Spiegelung der Sonnenstrahlen in Regentropfen und ist an die Bedingung gebunden, dass der Beobachter hinter sich die Sonne, vor sich eine regnende Wolke hat. Wie in Fig. 10 bei V ersichtlich, kann ein Sonnenstrahl im Wassertropfen beim Eintritt gebrochen, an der Innenseite der Tropfenwand gespiegelt und beim Austritt nochmals gebrochen werden, so dass

er in das Auge O des Beobachters gelangt. Die auf die verschiedenen Punkte der Tropfenoberfläche parallel fallenden Strahlen werden beim Austritt im Allgemeinen verschiedene Richtung haben, es ist aber diese Divergenz der Austrittsrichtung für benachbart eintretende Strahlen am geringsten und die gemeinsame Lichtwirkung also am grössten bei denjenigen rothen Strahlen, die beim Verlassen des Tropfens um etwa $42\frac{1}{2}^\circ$ gegen die Eintrittsrichtung geneigt sind. Für violette Strahlen beträgt in Folge ihrer stärkeren Brechbarkeit der entsprechende Winkel nur etwa $40\frac{1}{2}^\circ$. Da die Sonne sich in einem Abstände befindet, gegen welchen alle irdischen Entfernungen sehr klein erscheinen, dürfen wir ihre Strahlen als unter sich parallel ansehen und können parallel dazu vom Auge des Beobachters O die Gerade OP ziehen; dann muss jede durch O gehende Gerade, welche gegen OP um $42\frac{1}{2}^\circ$ geneigt ist, die Eigenschaft haben, dass die von ihr getroffenen Wassertropfen rothes Licht in das Auge des Beobachters senden, und wenn man eine solche Gerade um OP als Achse dreht, beschreibt sie im Raume einen Kegelmantel, dessen Schnitt mit dem Himmelsgewölbe dem rothen Kreise des Regenbogens entspricht. Die verschiedenfarbigen Strahlen, aus welchen das Sonnenlicht zusammengesetzt ist, werden an den Grenzen des Regentropfens beim Eintritt und Austritt verschieden stark gebrochen, die rothen am wenigsten, die übrigen um steigende Winkel in der Reihenfolge orange, gelb, grün, indigo, blau, violett. Für jede Farbe kann man einen Kegelmantel um OP beschreiben, dessen halbe Oeffnung (Winkel POV) dabei immer kleiner ausfällt und für violettes Licht $40\frac{1}{2}^\circ$ beträgt. So ergibt sich die bekannte Thatsache, dass der Regenbogen aussen roth, innen violett gefärbt ist und dazwischen die übrigen Spectralfarben zeigt. Ferner lässt unsere Zeichnung erkennen, dass der Mittelpunkt des Regenbogens in der Verlängerung von OP liegt, und dass also, je höher die Sonne steht, um so niedriger der Regenbogen auftreten muss. Er ist völlig unsichtbar, wenn die Sonnenhöhe mehr als $42\frac{1}{2}^\circ$ beträgt.

Ausserhalb dieses Regenbogens kann man unter günstigen Umständen noch einen zweiten von umgekehrter Farbenfolge sehen, entstanden durch Brechung und zweimalige Spiegelung im Innern der Regentropfen, wie in Fig. 10 bei U gezeichnet. In diesem Falle sind die austretenden rothen Strahlen um etwa 50° gegen die eintretenden Sonnenstrahlen geneigt, die violetten um etwa $53\frac{1}{2}^\circ$. Wiederholt man hier die vorige Construction, so ist die Stellung und Farbenfolge leicht zu ersehen. Die Lichtstärke dieses zweiten Regenbogens ist geringer als die des ersten, denn er entsteht durch Strahlen, die eine Spiegelung mehr und dabei eine entsprechend grössere Schwächung erlitten haben.

Aehnlich ist der, wiewohl seltener, bei Nebel auftretende Nebelbogen zu deuten, welcher mit einem Radius von etwa 38° bei 2° Breite durch Lichtbrechung in kleinen Nebeltröpfchen entsteht und wie der erste Regenbogen aussen roth, innen violett gefärbt ist. Zuweilen erscheint auch der Schatten des Beobachters auf dem Nebel (Brocken-

gespenst), der Kopf umgeben von einem farbigen Ring (Ulloa's Ring, Aureole), und obgleich dieser Schatten ganz nahe bei dem Beobachter entsteht, pflegt er wegen seiner unscharfen Begrenzung den Eindruck grösserer Entfernung hervorzurufen und darum sehr gross zu erscheinen. Besonders schön wird dies gelegentlich bei Luftfahrten beobachtet, wenn eine nahe Wolke den Ballonschatten sammt Aureole sichtbar macht.

Die kleinen Ringe oder Höfe, welche man um Sonne oder Mond zuweilen sieht, werden der Lichtbeugung in den Rändern der kleinen Wasserkügelchen von Wolken zugeschrieben. Grössere Ringe (Sonnenring, Mondring, auch Halo genannt) erscheinen vorzugsweise mit 22° oder auch mit 46° Radius und werden auf Brechung und Spiegelung des Lichtes in den feinen Eiskristallen von Cirruswolken zurückgeführt, ebenso die über und neben den Ringen zuweilen sichtbaren Lichtstreifen, Nebensonnen und Nebenmonde.

Das Nordlicht ist am häufigsten in nördlichen Gegenden, seltener in mittleren Breiten, sehr selten in den Tropen. Eine entsprechende Erscheinung sah man auf der südlichen Erdhälfte (in Australien) und nannte sie Südlicht. Die grösste Häufigkeit und Schönheit zeigt das Nordlicht nach Mohn (84) in einer ovalen Zone, die über die Hudsonsbai, Labrador, die grönländische Südspitze, Island, Finnmarken, das karische Meer, Nordsibirien, das nördlich von der Behringstrasse gelegene Meer und den nördlichsten Theil von Nordamerika sich hinzieht. Südlich von diesem Gürtel erscheint das Nordlicht meist im Norden, nördlich davon dagegen gewöhnlich am südlichen Himmel. Das Nordlicht tritt in Mitteleuropa am häufigsten in den Aequinoctien, am seltensten in den Solstitionen auf, während im hohen Norden seine grösste Häufigkeit auf das Wintersolstitium fällt. Ausserdem hat es eine etwa 11jährige Periode der Häufigkeit, ähnlich wie die Sonnenflecken und die Erscheinungen des Erdmagnetismus. Doch fallen die einzelnen Phasen dieser Periode für verschiedene Gegenden nicht auf die gleichen Zeiten. Das Nordlicht besteht aus farbigen (weiss, roth, grün u. s. w.) und beweglichen Lichtgebilden mannigfacher Form, man beobachtet Bögen, Bänder, Fäden, Krone, Dunst, Segment, Schein, Garbe, die entweder als Ganzes sich bewegen oder in Wellen und Blitzen ihre Gestalt ändern. Eine gesicherte Anschauung über Natur und Entstehung des Nordlichts ist bisher noch nicht gewonnen worden.

Da die Atmosphäre aus verschiedenen dichten Schichten besteht, so findet beim Uebergang zwischen denselben Lichtbrechung statt. In der Regel sind die unteren Schichten die dichteren, und ein von einem höheren Gegenstande zu unserem Auge gelangender Lichtstrahl wird alsdann dem Einfallslothe zugebrochen, d. h. er weicht von der geraden Linie nach unten hin ab und beschreibt einen gekrümmten Weg, dessen concave Seite nach unten gerichtet ist. Unwillkürlich suchen wir den gesehenen Gegenstand in der Verlängerung derjenigen Richtung, welche der Strahl beim Eintritt in unser Auge hat, und sehen also den Gegen-

stand an höherer Stelle, als er sich wirklich befindet. Diese atmosphärische Strahlenbrechung ist um so geringer, je steiler die Lichtstrahlen durch die Luftschichten gehen, und demnach ist der Fehler, um welchen uns die Höhe eines Gegenstandes über dem Horizont zu gross erscheint, um so beträchtlicher, je geringer diese Höhe ist. Hierauf ist es z. B. zurückzuführen, dass Sonne und Mond uns breiter als hoch erscheinen, namentlich bei niedrigem Stande. Denn der obere und der untere Rand erscheinen uns wegen der Strahlenbrechung beide zu hoch, besonders aber der untere Rand, und darum wird, weil der untere Rand stärker als der obere nach aufwärts verschoben erscheint, die ganze Höhe des Gestirns scheinbar verringert.

Wenn aber ausnahmsweise die unteren Luftschichten derartig erwärmt sind, dass die optische Dichte nach oben zunimmt, so wird ein Lichtstrahl im umgekehrten Sinne, als vorher beschrieben, von der Geraden abweichen, nämlich seine concave Seite nach oben wenden und das Auge in solcher Richtung treffen, dass die Verlängerung unter dem gesehenen Gegenstande liegt und dieser also zu tief erscheint. Sind die Strahlen schräg genug gerichtet, so kann zuletzt Totalreflexion an einer unteren Luftschicht eintreten, und es werden von den gesehenen Gegenständen dann Spiegelbilder erblickt, umgekehrt und unter der wirklichen Lage. Diese Erscheinung ist unter dem Namen Luftspiegelung (Kimmung, *Fata morgana*) bekannt.

Die räumliche Vertheilung der Bewölkung steht in sehr naher Beziehung zur Vertheilung des Luftdruckes und zeigt wie diese die Neigung, sich parallel den Breitenkreisen in Zonen anzuordnen. Im Ganzen kann man nach Teisserenc de Bort (85) eine Zone grösster Bewölkung in der Nähe des Aequators (den sogen. Wolkenring) unterscheiden, ferner zwei Gürtel geringer Bewölkung zwischen 15° und 35° nördlicher und südlicher Breite, zwei Maxima zwischen 35° und 50° , und in höheren Breiten wahrscheinlich wieder geringere Himmelsbedeckung. Es entsprechen also dem höheren Drucke und absteigenden Luftstrome geringere, dem niederen Drucke und aufsteigenden Luftstrome grössere Wolkenmengen, wie es ja nach der Entstehung der Wolken zu vermuthen ist. Eine Reihe von Besonderheiten in der Wolkenvertheilung beruht auf der Gestalt der Wasser- und der Landflächen. Im Ganzen ist die Bewölkung auf den Meeren viel grösser als über den Continenten. Seewind, namentlich gegen eine hohe Küste wehend, vermehrt die Bewölkung, Landwind vermindert sie. Dieselbe wächst durch Wind, der aus einer warmen in eine kalte Gegend weht. Die ganze Vertheilung bewegt sich mit der Sonne in unserem Sommer gegen Norden, in unserem Winter gegen Süden hin.

Der tägliche Gang der Bewölkung hängt von der Temperatur in doppelter Weise ab. Das Temperaturminimum am Morgen bewirkt, weil dann die relative Feuchtigkeit eine hohe ist, die reichliche Bildung von Nebel und Schichtwolken in den Morgenstunden. Andererseits er-

zeugt das Temperaturmaximum einen aufsteigenden Luftstrom und führt zur Entstehung von Haufenwolken bald nach Mittag. Ersteres tritt vorzugsweise an der Küste (bei hohem Dampfdruck) und im Winter ein, letzteres eher im Binnenlande und im Sommer (mit starker Temperaturschwankung). Wir sehen also je nach der Lage des einzelnen Ortes Maxima der Bewölkung am Morgen oder am Nachmittag, zuweilen auch beides eintreten, Minima meist am Abend. Liznar (86) unterscheidet viererlei Typen für den täglichen Gang der Bewölkung: Maximum Mittags, Minimum Abends (z. B. Madrid); Maximum Morgens, Minimum Mittags (z. B. Los Angeles); je zwei Extreme, Hauptmaximum Morgens, Hauptminimum Abends (z. B. Wien im Winter und Herbst, Tiflis und Washington im Winter, Bombay, Melbourne); je zwei Extreme, Hauptmaximum Mittags, Hauptminimum Abends (z. B. Wien im Frühling und Sommer, Tiflis im Frühling, Washington im Frühling, Sommer und Herbst, Zi-ka-wei im Frühling).

Der jährliche Gang der Bewölkung steht in enger Beziehung mit der Bewegung der barometrischen Maxima und Minima, so dass die

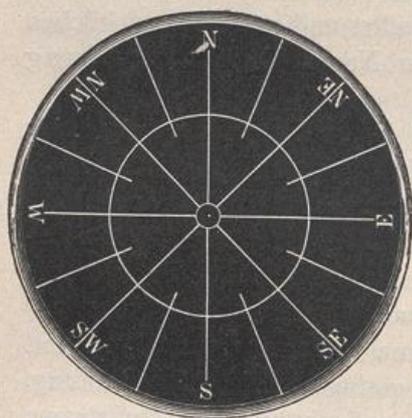


Fig. 11. Wolkenspiegel.



Fig. 12. Sonnenscheinautograph.

Jahreszeiten an verschiedenen Orten mannigfache verschiedene Bewölkungsverhältnisse bringen. In Europa sind die Wintermonate die wolkenreichsten, die Sommermonate haben mehr klaren Himmel.

Von Apparaten, die zur Beobachtung der Wolken dienen, sei zunächst erwähnt der Wolkenspiegel, ein in Felder eingetheilter Spiegel (Fig. 11), der horizontal liegend das Bild des Himmels wiedergiebt und die jeweilige Wolkenbewegung gegen die auf dem Spiegel befindlichen Linien deutlich erkennen lässt. Ferner bedient man sich zur Feststellung der Sonnenscheindauer eines einfachen Registrirapparates, des Sonnenscheinautographen. In einer viel benutzten Form desselben (Fig. 12)

ist eine klare Glaskugel frei aufgestellt, welche wie ein Brennglas die Sonnenstrahlen sammelt und ein Zeichen in einen hinter der Kugel angebrachten Papierstreifen einbrennt, wenn die Sonne hell genug scheint. Da der Papierstreifen eine Stundeneintheilung trägt, kann man nachher leicht feststellen, wann und wie lange die Sonne auf den Apparat geschienen hat. Vergleicht man die so erhaltene Sonnenscheindauer mit der Tageslänge (wirkliche mit möglichen Sonnenstunden), so erhält man eine Zahl, die zwar eigentlich nur angiebt, in welchem Bruchtheil der Tagesstunden die Sonne unverhüllt war, die aber mit den Schätzungen der ganzen Wolkendecke recht gut übereinstimmt. Bei Pflanzen, für deren Entwicklung der Sonnenschein besonders wichtig ist (Wein, Obst, Rüben u. s. w.), kann aus den Angaben des Sonnenscheinautographen mancher wichtige Schluss über das Gedeihen, sowie über die Möglichkeit des Anbaues gezogen werden.

Niederschlag.

Man bezeichnet als Niederschläge diejenigen Wassermengen, welche in flüssigem oder in festem Aggregatzustande aus der Luft an den Erdboden gelangen. Die Entstehung des Niederschlages ist an verstärktes Auftreten derselben Vorbedingungen gebunden, welche wir als Ursache der Bewölkung kennen lernten: wenn die durch Abkühlung erzeugte Condensation eine reichliche ist, so können die erzeugten Wassertröpfchen oder Eisnadeln nicht im Herabsinken verdampfen, sondern schliessen sich an einander und fallen als Wasser oder Eis herab. Wie bei der Bewölkung unterscheiden wir auch hier die Condensation am Boden und in der Höhe. Die erstere lässt Thau, Reif und Glatteis, die letztere Regen, Schnee, Graupeln und Hagel entstehen.

Thau und Reif bilden sich in Folge von Abkühlung des Bodens, ähnlich wie der Nebel, und zwar tritt Thau auf, wenn die Condensation bei mehr als 0° , Reif, wenn sie unter 0° stattfindet. Indessen kann die hierbei condensirte Dampfmenge nicht bloss aus der Luft stammen, denn wenn der Thau nur ein verstärkter Nebel wäre, so müsste die Thaubildung stets mit Nebel beginnen, was doch bekanntlich nicht zutrifft. Vielmehr muss man aus zahlreichen Versuchen [z. B. von Badgley (87), R. Russell (88), Wollny (89)] schliessen, dass der grössere Theil des Thaus aus dem Boden stammt. Die Abkühlung am Abend bewirkt, dass die stärkste Kälte bei unbewachsenem Boden in dessen oberster Schicht, bei einer Pflanzendecke an den höchsten Theilen der Pflanzen auftritt. Indem nun aus den darunter befindlichen wärmeren Schichten oder Pflanzentheilen Wasser verdampft, wird es an den kältesten Stellen sogleich wieder condensirt. Demgemäss fand man die Unterseite von Steinen und anderen Körpern über Gras oder Sand stark bethaut, ebenso das Innere umgestülpter Glasgefässe, sofern nur die nächtliche Abkühlung