



Universitätsbibliothek JCS Frankfurt am Main

Sammlung deutscher botanischer Zeitschriften 1753-1914

Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Alpenreisen

München, 1882-1882

2. Abtheilung

urn:nbn:de:hebis:30:4-119

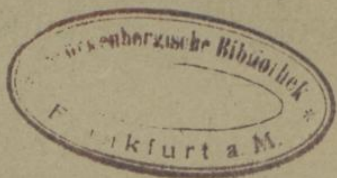
Beilage
zur
Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen
Alpenvereins
1879.

Anleitung V. 9
zu
wissenschaftlichen Beobachtungen
auf
Alpenreisen.

Herausgegeben
vom
Deutschen und Oesterreichischen Alpenverein.

Zweite Abtheilung:
Einführung in die Meteorologie der Alpen von Dr. J. Hann. V. 9

30654



Einführung
in die
Meteorologie der Alpen.

Von

Dr. J. Hann.

Erdkunde

Meteorologie der Alpen

Dr. J. Hann

Einleitung.

Es kann nicht meine Absicht sein, zu den vielen schon existirenden Anleitungen zur Anstellung meteorologischer Beobachtungen eine neue hinzuzufügen, selbst nicht mit Beschränkung auf den nächsten Zweck für die blossen Alpenreisenden. Ich sehe meine Hauptaufgabe vielmehr darin, eine kurze Übersicht der Alpen-Meteorologie zu geben, welche noch nicht existirt, und dadurch das Interesse an den atmosphärischen Vorgängen im Gebirge zu wecken. Das scheint mir das wichtigste. Was der Alpenwanderer selbst durch eigene Beobachtungen zur Vermehrung unserer Kenntnisse auf diesem Gebiete beitragen kann, das ist bald aufgezählt und ergibt sich eigentlich auch erst aus einer kurzgefassten Gesamtdarstellung des gegenwärtigen Standes unserer Kenntnisse. Wer aber längere Reihen von meteorologischen Beobachtungen an einem bestimmten Orte ausführen will, der thut immer am besten, wenn er sich dem meteorologischen Beobachtungsnetz seines Landes anschliesst, und sich an der grossen systematischen Arbeit betheiligt, statt einzeln seinen eigenen Weg zu verfolgen. Eine Zuschrift und Anfrage an die meteorologische Centralstelle des Landes (für die Schweiz in Zürich, Director Wolf und Billwiller, für Baiern in München, Prof. W. v. Bezold, für Oesterreich in Wien, Prof. J. Hann) genügt, um alle erwünschten Auskünfte sowie eine gedruckte Instruction zur Anstellung der meteorologischen Beobachtungen zu erhalten, viel ausführlicher als sie hier gegeben werden könnte. In der Schweiz und in Oesterreich werden auch, soweit die Mittel reichen, die nöthigen Instrumente leihweise an jene abgegeben, welche sich zu regelmässigen meteorologischen Aufzeichnungen zu fixen Tagesstunden entschliessen.

Uebrigens weiche ich keineswegs der Aufgabe aus, Andeutungen darüber zu geben, nach welcher Richtung hin vorzugsweise Beobachtungen erwünscht wären, und wie sie am leichtesten auch von nicht physikalisch geschulten Reisenden angestellt werden könnten. Es bleiben aber dabei alle jene Beobachtungen ausgeschlossen, welche über ein einfaches Ablesen der Instrumente hinausgehen und schon in die Classe von Versuchen (Experimenten) eingereiht werden müssen, wie z. B. die absoluten Messungen der Intensität der Sonnenstrahlung. Freilich ist dies meist gerade jene Classe von Beobachtungen, durch welche sich auch der Reisende am meisten nützlich machen könnte, aber sie setzen physikalische Schulung voraus, und wer diese besitzt, würde einer nothwendig kurzgefassten Anleitung gar nicht bedürfen.

Es gibt kaum eine zweite naturwissenschaftliche Disciplin, welche aus bloß vereinzelt Beobachtungen und Messungen weniger Nutzen zu ziehen im Stande ist als die Meteorologie. Es ist dies eine Folge der grossen Veränderlichkeit der meteorologischen Erscheinungen im Raume wie in der Zeit. Nur systematische und längere Zeit (wenigstens ein Jahr) hindurch consequent fortgesetzte Beobachtungsreihen können daher im allgemeinen als schätzbare Beiträge zur Alpen-Meteorologie bezeichnet werden, und zwar um so mehr, je eigenthümlicher die Lage des Beobachtungsortes ist, je entfernter derselbe von schon bestehenden Beobachtungsstationen, oder je grösser der Höhenunterschied desselben gegen eine benachbarte derartige Station ist. Im Allgemeinen haben darum auch correspondirende Beobachtungen den grössten Werth, indem das Zufällige des momentanen Zustandes der Atmosphäre mittels derselben ausgeschieden werden kann, und die Differenz der Beobachtungs-Resultate als eine mehr oder weniger normale und charakteristische Verschiedenheit der betreffenden zwei oder mehreren Beobachtungsorte betrachtet werden darf. Es dürfen aber dann die Orte, an welchen solche gleichzeitige Beobachtungen des einen oder anderen meteorologischen Elementes oder aller zugleich angestellt werden, in Bezug auf horizontale Entfernung nicht zu weit auseinander liegen, damit der allgemeine Witterungszustand für dieselben der gleiche, und so die

in den Beobachtungen hervortretenden Verschiedenheiten als die örtlichen Modificationen eines gleichförmigen allgemeinen Witterungszustandes angesehen werden dürfen. Wie weit die correspondirenden Stationen von einander entfernt liegen können, das richtet sich nach der Natur der Erscheinung, deren örtliche Beeinflussung man untersuchen will, und wir können daher erst später im speciellen Theil darüber Auskunft geben.

Es gibt übrigens auch gewisse Classen von meteorologischen Phänomenen, zu deren genauerer Kenntniss und Erklärung selbst die Beobachtungen eines einzelnen Reisenden von Werth sein können. Hindeutungen darauf können gleichfalls erst später gegeben werden. Es erübrigt hier nur noch darauf aufmerksam zu machen, dass der Tourist sich grosse Verdienste um die Meteorologie erwerben kann, wenn er Persönlichkeiten entdeckt, welche geneigt sind, aus eigenem Interesse, ohne Nebenabsichten auf materielle Vortheile, systematische Beobachtungen consequent anzustellen. Die Auffindung solcher Persönlichkeiten und ihre Bekanntgabe bei der meteorologischen Centralstelle des betreffenden Landes hat um so grösseren Werth, eine je wichtigere Position der Wohnort derselben in Bezug auf die klimatische Erforschung der Alpen haben kann und je mehr durch die Lebensstellung und die Berufsgeschäfte dieser Persönlichkeit eine Garantie für sorgfältige und auf Jahre hinaus gesicherte Dauer der Beobachtungen geboten wird. Besonders von hoch und frei gelegenen Punkten, die den ganzen Winter hindurch bewohnt bleiben, sind regelmässige Aufzeichnungen der meteorologischen Erscheinungen erwünscht, da solche aus dem ganzen Alpengebiete bisher noch äusserst spärlich vorhanden sind. Es ist aber dem Manne, der lebhaftes Interesse für meteorologische Beobachtungen zeigt, recht deutlich zu machen, dass es sich nicht um gelegentliche Ablesungen des einen oder anderen Instrumentes handelt, sondern um ausdauernde, täglich und an jedem Tage wenigstens zwei- bis dreimal zu fixen Stunden anzustellende Beobachtungen und Aufzeichnungen, ferner dass erst nach einem vollen Jahre, auch erst nach mehreren Jahren, die Früchte solcher Bemühungen reifen können.

Ich glaube am besten zu thun, wenn ich nun nach den einzelnen meteorologischen Elementen oder klimatischen Factoren

vorgehe und jedesmal eine allgemeine Uebersicht der Modificationen gebe, welchen dieselben im Alpengebiet nach Lage und Höhe unterliegen und zeige, wo Beobachtungen besonders erwünscht wären. Einige erklärende Auseinandersetzungen über Begriff des betreffenden meteorologischen Elementes, dann über Art und Methoden der Beobachtung und Messung müssen aber dem stets vorausgehen — auf eine Beschreibung der Instrumente meine ich jedoch verzichten zu sollen. Ich will nur Andeutungen geben, welcher Art von Instrumenten man sich am besten bedienen mag und von wo dieselben zu beziehen sind. Abbildungen der wichtigsten meteorologischen Instrumente und Anleitung zur Behandlung derselben findet man in der „Anleitung zur Anstellung meteorologischer Beobachtungen von Dr. C. Jelinek.“ (2. Aufl. Leipzig 1876 Engelmann. Preis 3 Mark).

Temperatur.

Wenn man in der Meteorologie von der Temperatur eines Ortes oder der Temperatur schlechtweg spricht, so meint man immer die Temperatur der Luft, das ist die Angabe eines Thermometers, welches an der betreffenden Stelle so genau als möglich die Temperatur der Luft annehmen kann, und vor directer Sonnenstrahlung oder Wärmereflexen von besonnten Mauern, trockenem Boden etc. nach Möglichkeit geschützt ist. Die Luft muss trotzdem stets den freiesten Zutritt zum Thermometer haben, dasselbe darf daher nicht in einem wenn auch nur theilweise abgesperrten Raume sich befinden, in Fensterischen etc. etc. Bei fixer Aufstellung ist darum das Thermometer am besten auf einer Nordseite anzubringen, aber mindestens 5 Fuss über dem Boden und etwa 2 Fuss von den Mauern. Es muss aber auch hier gegen Benetzung durch Thau und gegen die Morgen- und Abendsonne durch eine Beschirmung geschützt sein. Bei Beobachtungen im Freien selbst, wo man selten in der Lage ist, einen genügenden Schutz gegen Sonnenschein sowohl als gegen Wärmestrahlung von Felsen etc. zu finden, gleicher Weise auf Berggipfeln, wo die Insolation sehr wirksam ist, wenn nicht ein heftiger Wind herrscht, leisten die besten Dienste die sog. Schleuderthermometer (thermomètre fronde), zu beziehen

von Baudin in Paris, 330 Rue St. Jacques (Preis 10 Francs, in Blechhülsen verpackt, sehr bequem und sicher für den Transport). Es sind dies kleinere Thermometer mit etwas stärkerer Glasröhre, welche an ihrem Ende mit einem Öhr versehen ist, durch welches eine starke seidene etwa $\frac{1}{2}$ Meter lange Schnur läuft. Mittels derselben wird das Thermometer rasch im Kreise herumgeschwungen. Man zeichnet die Temperatur erst auf, wenn die Angabe des Instrumentes bei weiterem Herumschwingen sich nicht mehr ändert. So erhält man selbst in voller Sonne die Lufttemperatur auf 0,2 bis 0,3° Cels. genau. Die Wirkung des raschen Herumschleuderns ist leicht einzusehen. Das Thermometer kommt dabei mit so viel Luft in Berührung, dass es rasch bis zur Temperatur derselben abkühlt. Ein heftiger Wind thut dieselbe Wirkung.

Will man auf Berggipfeln bei Sonnenschein und windstiller Witterung richtige Temperaturen erhalten, so gibt es oft kaum ein anderes Mittel hiezu, als die Benutzung solcher Schleudermeter. Unter Schirmen, auch sehr opaken, erhält man meist viel zu hohe, ganz unbrauchbare und irre führende Temperatur-Angaben.

Nach der richtigen Aufstellung des Thermometers ist das wichtigste Moment bei den Temperatur-Beobachtungen die richtige Wahl der Beobachtungszeiten.

Wir haben schon gesagt, dass isolirte Beobachtungen wenig oder gar keinen Werth haben. Will man vergleichbare und dadurch allein verwendbare Beobachtungen liefern, so muss man zu gewissen fixen Terminen beobachten, ausgenommen den speciellen Fall, wo man für correspondirende Beobachtungen vorgesorgt und hiedurch die vereinzelt Beobachtungen gleichsam an ein festes Niveau geknüpft hat. Die Alpenländer sind jetzt schon von einem ziemlich dichten Netz meteorologischer Stationen überspannt. Die Beobachtungstermine sind in der Schweiz 7^h 1^h 9^h, in Oesterreich meist 7^h 2^h 9^h, in Italien 9^h 3^h 9^h. Die Beobachtungen dieser Stationen können beim Einhalten der genannten Termine die Stelle correspondirender Beobachtungen vertreten, und man kann durch einen Vergleich mit denselben die Eigenthümlichkeiten des Ortes der eigenen Beobachtungen ableiten, um so sicherer, je länger man an dem

betreffenden Orte beobachtet hat. Die täglichen Beobachtungen einer grösseren Zahl von Alpenstationen werden veröffentlicht in den „Schweizerischen meteorologischen Beobachtungen“, die in Zürich erscheinen, in den „Jahrbüchern der k. k. Central-Anstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus“ in Wien und in dem „Bolletino decadico“ der Meteorologia Italiana, welches in Rom erscheint, desgleichen in dem Bolletino des Club alpino Italiano. Monatsresultate findet man in den Publicationen für alle Stationen.

Unter dem wahren Tagesmittel der Temperatur (sowie jedes anderen meteorologischen Elementes) versteht man in der Meteorologie den Mittelwerth, den man aus stündlichen Tag und Nacht hindurch angestellten (also 24 maligen) Beobachtungen erhält. Doch kommen auch Beobachtungen zu 3 und selbst nur zu 2 Terminen täglich einem solchen Mittel schon recht nahe, wenn man diese Termine richtig wählt. Diese Uebereinstimmung tritt nun allerdings nicht in einzelnen Fällen, sondern erst im Mittel eines ganzen Monats ein. Solche günstige Beobachtungszeiten sind:

6 h 2^h 10^h | ; 7 h 1^h 9^h | ; 7 h 2^h 9^h | ;
9^h Vormitt. 9^h Abends | 10^h Vormitt. 10^h Abends.

Das Mittel aus den zu den angegebenen 3 oder 2 Stunden beobachteten Temperaturen liefert ein gutes Tagesmittel. Die mittleren zwei oder drei Combinationen sind des Anschlusses an die systematischen Beobachtungen der Alpenstationen wegen am meisten zu empfehlen. Die Extreme der Temperatur erhält man am bequemsten mittels der sog. Maximum- und Minimum-Thermometer. Die meisten dieser Instrumente sind aber für Reisezwecke unbrauchbar. Am empfehlenswerthesten hiefür dürften noch die Metall-Maximum- und Minimum-Thermometer von Hermann & Pfister in Bern sein und die Six-Thermometer von Casella in London*).

*) Die meteorologische Central-Anstalt in Wien hat zuweilen verfügbare Instrumente letzterer Art. Der Preis beträgt circa 17 fl. L. Casella 147, Holborn Bars, London EC. hat auch Maximum- und Minimum-Thermometer „specially designed for the Alpine Club, very portable“ zum Preis von 35 Shilling (Nr. 47 seines Catalogs).

Liest man an einem solchen Instrument täglich einmal das Maximum und Minimum der Temperatur ab, so geben die Monatmittel dieser Extreme ziemlich nahe ein wahres Temperaturmittel. Die Aufstellung dieser Thermometer mit Vermeidung jeder Insolation ist schwierig und sie erfordern eine sorgfältige Behandlung, will man nicht irreführende Resultate mit ihnen erhalten. Uebrigens sind die Extreme der Temperatur ein sehr wichtiger klimatologischer Factor.

Um eine richtige Vorstellung von der Vertheilung der Luftwärme im Alpengebiet allgemeiner anzubahnen, will ich eine möglichst kurzgefasste Tabelle der mittleren Temperaturen der Jahreszeiten an ausgewählten Alpenorten hierher setzen. In der Meteorologie fasst man unter der Bezeichnung Winter die drei Monate December, Januar, Februar zusammen, unter Frühling März, April, Mai etc. Während der drei Winter- wie während der drei Sommermonate ändert sich die mittlere Temperatur nur wenig, so dass sich die Temperatur des kältesten und des wärmsten Monats nur unbedeutend von jener des Winters und Sommers unterscheidet, während des Frühlings und Herbstes hingegen ändert sich die Temperatur rasch, das Frühlings-Mittel fällt aber nahe zusammen mit dem Mittel des April, das Herbstmittel mit dem des October, beide kommen der mittleren Jahrestemperatur nahe. Für das Hochalpenklima ist aber charakteristisch, dass der Herbst viel wärmer ist als der Frühling.

Ich theile zudem die mittleren Jahres-Extreme der Temperatur mit, welche zur Charakterisirung der Wärme-Verhältnisse eines Ortes sehr geeignet sind und jeder klimatographischen Beschreibung eines Ortes beigelegt werden sollten. Sie geben an, welche tiefste Temperatur man im Winter und welche höchste Wärme man im Sommer zu erwarten hat. Die Angabe der sog. absoluten Extreme, d. i. wie tief und wie hoch das Thermometer im Laufe der ganzen Beobachtungsperiode einmal gestanden hat, ist viel weniger zweckmässig, weil diese Daten völlig von der grösseren oder geringeren Länge der Beobachtungszeit abhängig und zufälligen Fehlern zu sehr unterworfen sind. Die extremsten Thermometerstände verschiedener Orte sind darum nicht recht vergleichbar.

Uebersicht über die Wärmeverhältnisse des Alpengebiets.

Gruppe	Station	N. Br.	Seehöhe	Temperatur Celsius					Mittleres	
				Winter	Frühj.	Sommer	Herbst	Jahr	Minimum	Maximum
I.	Genf	46° 12'	408	1° 1	9° 4	18° 2	10° 0	9° 7	— 11° 8	32° 8
	Bern	46 57	574	— 1.1	8.2	16.8	8.3	8.1	— 15.6	30.8
	Zürich	47 23	470	— 0.3	8.9	17.6	8.8	8.7	— 13.8	30.0
	München	48 9	530	— 1.8	7.5	16.6	7.8	7.5	— 18.5	30.4
	Kremsmünster	48 4	384	— 2.0	7.9	17.2	8.1	7.8	— 16.2	30.1
Wien	48 14	202	— 0.6	9.8	19.5	10.1	9.7	— 15.1	33.9	
II.	Graz	47 4	344	— 1.2	9.3	19.1	9.7	9.2	— 15.7	31.9
	Laibach	46 3	287	— 1.0	9.3	19.1	9.9	9.3	— 17.9	31.9
	Görz	45 56	94	3.7	11.9	21.8	12.7	12.5	— 6.6	33.4
	Pisa	45 54	84	3.8	12.2	21.8	13.4	12.8	— 4.4	30.5
	Mailand	45 27	147	2.3	13.1	23.1	13.0	12.9	— 9.7	34.3
	Turin	45 3	275	1.8	12.2	21.8	12.1	12.0	—	—
III.	Martigny	46 6	498	0.5	10.7	18.7	9.9	10.3	— 12.2	31.8
	Interlaken	46 41	571	— 0.1	9.2	17.3	8.8	8.8	— 11.4	29.4
	Aldorf	46 53	454	1.1	9.5	17.3	10.0	9.5	— 10.9	30.2
	Chur	46 51	603	0.4	9.5	17.4	9.3	9.2	— 14.4	31.1
	Innsbruck	47 16	574	— 2.0	8.3	17.2	8.7	8.1	— 16.8	30.4
IV.	Ischl	47 43	467	— 1.9	7.3	16.6	8.1	7.5	— 16.0	29.3
	Klagenfurt	46 37	440	— 4.5	7.9	18.1	8.1	7.4	— 21.8	32.8
	Lienz	46 50	676	— 3.3	8.0	17.5	7.9	7.5	— 17.8	29.3
	Bozen	46 30	289	1.7	12.6	22.7	12.0	12.2	— 8.1	33.2
	Lugano	46 0	275	2.9	11.9	20.8	12.0	11.9	— 7.0	33.1
Aosta	45 44	587	0.2	11.6	20.0	11.0	10.7	—	—	

V.	Engelberg	46 49	1024	— 2.5	5.5	43.7	5.7	5.6	—18.6	25.4
	Marlenberg	46 43	1323	— 1.7	5.4	14.5	6.5	6.2	—12.7	25.3
	Prägraten	47 1	1296	— 4.4	3.7	12.6	4.5	4.1	—18.7	27.0
	Tamsweg	47 4	1014	— 6.2	4.7	14.1	4.7	4.3	—27.3	28.2
VI.	Grüchen	46 12	1632	— 3.0	3.7	12.4	4.8	4.5	—17.3	24.6
	Andermatt	46 38	1448	— 5.0	3.1	10.9	3.7	3.2	—22.6	23.8
	Davos	46 47	1650	— 5.8	1.9	10.8	3.1	2.5	—24.7	25.2
	Bevens	46 33	1715	— 8.1	1.4	11.1	2.6	1.8	—27.4	25.8
	Sulden	46 32	1843	— 6.1	0.5	9.4	1.9	1.4	—20.5	22.5
Vent	46 52	1845	— 6.6	0.1	9.2	1.5	1.0	—23.7	23.8	
VII.	St. Bernhard	45 52	2478	— 7.9	— 2.8	6.0	0.4	1.3	—22.1	17.9
	Theodul-Pass	45 56	3333	—12.7	— 8.3	0.2	— 5.5	— 6.6	—21.3	(45.1)*
	St. Gotthard	46 33	2093	— 7.0	— 1.9	7.0	0.4	— 0.4	—24.0	20.0
	Julier	46 28	2244	— 7.6	— 1.2	7.5	0.5	— 0.2	—23.9	19.8
	Fleiss	47 3	2740	— 7.6	— 3.8	4.1	— 1.3	— 2.1	—20.0	16.0
VIII.	Rigikulm	47 3	1784	— 5.4	0.7	9.1	3.2	1.9	—18.9	20.6
	Scharfberg	47 46	1776	— 5.6	0.0	9.4	2.9	1.7	—20.0	21.7
	Obir	46 30	2043	— 6.3	— 1.5	8.9	2.2	1.1	—20.2	22.6

*) Bos 1 Jahr.

Im Allgemeinen nimmt die Wärme mit der Höhe ab, wie auch die Tabelle uns deutlich zeigt, trotz einzelner Ausnahmefälle. Man hat gefunden, dass diese Wärme-Abnahme durchschnittlich beträgt:

Jahreszeit	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	Jahr
Für je 100 m	0°45	0°67	0°73	0°52	0.58
oder 1° Cels. für	224	148	137	193	175
					Meter.

Man muss also im Winter viel höher steigen um die Temperatur um denselben Betrag sinken zu sehen, wie im Sommer. Mit anderen Worten, im Höhenklima sind die Winter relativ mild, die Sommer relativ kühl, der Temperatur-Unterschied zwischen Winter und Sommer wird mit der Höhe immer kleiner.

Unsere Tabelle zeigt dies auch sehr deutlich. Der Unterschied der Winter- und Sommertemperatur ist im Mittel der Stationsgruppe II (Südseite der Alpen) in einem mittleren Niveau von 205 Meter 19°6, im Mittel der Gruppe I (Nordseite) in 430 Meter 18.8, hingegen im Mittel der Stationsgruppe VII in dem Niveau von 2580 Meter nur mehr 13°5. Die relative Abstumpfung der Extreme tritt in den mittleren Jahres-Extremen noch deutlicher hervor. Man würde sehr irren, wenn man aus dem kühlen Sommer der Hochalpen auf eine entsprechende Winterkälte schliessen würde. Die äussersten Kälte-Extreme auf grossen Höhen, namentlich auf Berggipfeln, übertreffen nur wenig die der Niederung auf der Nordseite der Alpen, und werden übertroffen von jenen einzelner besonders kalter Thäler. Während 18 Jahren war die tiefste Temperatur auf dem St. Bernhard — 27.2, zu Genf — 23.3, während 20 Jahren waren die grössten Kältegrade auf dem Obir — 27.5, zu Klagenfurt — 30°6. Minima von — 30° kommen zu Bevers im Engadin, zu Tamsweg im Lungau nicht so selten vor, während sie bisher noch auf keiner der Höhenstationen bis 3300 m beobachtet worden sind.

Wenn man das Hochalpenklima mit dem Klima der Polarregionen vergleicht, so muss man stets beachten, dass, bei gleichen Jahresmitteln der Temperatur, die Winter- und Sommerwärme ausserordentlich verschieden sind, wie folgende zwei Beispiele zeigen:

		Jahr	Winter	Sommer	Differenz
Theodulpass	3333 Meter	— 6.6	— 12.7	0.2	12.9
Berešov	64 ⁰ N.Br.	— 4.2	— 21.4	14.5	35.9
St. Bernhard	2478 Meter	— 1.3	— 7.9	6.0	13.9
Jenisseisk	58 ⁰ N.Br.	— 1.7	— 21.2	17.5	38.7

Die mittleren Jahres-Extreme zu Jenisseisk sind — 47.9 und 31.8. Welche Differenz gegen den Wärmegang am St. Bernhard! Die hohe Sommerwärme der Polargegenden ermöglicht noch Pflanzen-, ja Baumwuchs und Bodencultur bei denselben mittleren Jahrestemperaturen, bei denen in den Hochalpen schon ewiger Schnee liegt.

Bei gleicher Höhenlage zeigen sich in den Alpen grosse Verschiedenheiten der mittleren Temperatur. Im Allgemeinen haben Orte an Abhängen, noch mehr auf Berggipfeln, relativ milde Winter und kühle Sommer (Grächen, Rigikulm, Schafberghaus), während abgeschlossene, besonders aber die nur nach Osten offenen Thalbecken extreme Winterkälte und hohe Sommerwärme haben. Die extremste Winterkälte in den Alpen findet man im Lungau (Tamsweg, das österreichische Sibirien genannt), im kärntnerischen Becken und im oberen Engadin. Die Wintertemperatur von Bevers ist niedriger als auf dem Julierpass, die von Klagenfurt niedriger als jene von Lienz. In Kärnten hat man sogar das Sprichwort: „Steigt man im Winter nur einen Stock, so wird es wärmer um einen Rock“. Das kärntnerische Becken, der Lungau, das Ober-Engadin sind gegen die kalten Ostwinde offen, während die warmen südlichen und westlichen Luftströmungen durch die Gebirge abgehalten werden. Dazu kommt noch die Ansammlung der kalten Luft in diesen Thalbecken. Die an den Berghängen durch Wärmeausstrahlung erkaltete Luft fliesst hier zusammen und breitet sich ruhig aus, gleichsam einen kalten Luftsee bildend. Es braucht dann immer längere Zeit bis die wärmeren Luftströme die kalte schwere stagnirende Luftmasse aus diesen Thälern wieder hinausschaffen können.

Bei windstiller Witterung und hohem Luftdruck zeigt sich oft tage- ja wochenlang über dem ganzen Alpengebiet die auffallende Erscheinung, dass es auf den Höhen warm ist, während

in den Thälern strenge Kälte herrscht. Hier lagert auch meist Nebel, während die Höhen vollen Sonnenschein genießen. Die kalte Luftschicht hat nicht eine bestimmte obere Grenze, alle Thalbecken in den verschiedensten Niveau's sind kalt, die freien Abhänge und namentlich die Berggipfel sind warm, auch bei Nacht. Es ist diese Erscheinung nicht in dem Vorherrschen eines warmen Luftstromes aus S oder SW in der Höhe begründet, was zuweilen auch, aber nur auf kürzere Zeit, einen ähnlichen Zustand herbeiführt, sie ist immer mit Windstille oder ganz schwachen östlichen oder nördlichen Winden verbunden. Sobald ein heftiger Südwind eintritt, werden die Höhen wieder kalt, die Niederungen warm. Die Kälte in den Thalbecken entsteht jedenfalls durch Wärme-Ausstrahlung und Ansammlung der von den Berghängen herabfließenden kalten Luft daselbst. Die Wärme auf den Höhen ist vielleicht ähnlich wie die Wärme des Föhn aus dem Herabsinken der Luft aus grossen Höhen und der dabei eintretenden Temperatur-Zunahme derselben zu erklären.

Jene Thäler, wo der Föhnwind häufig auftritt, haben eine relativ milde Wintertemperatur (und hohe Wärmemaxima im Winter), so ist jene von Altdorf gleich der von Genf, Bludenz hat $-0^{\circ}2$, während München (60 m tiefer) $-1^{\circ}8$, Innsbruck (gleichfalls etwas tiefer liegend) $-2^{\circ}0$ als Wintertemperatur haben.

Ich habe erwähnt, dass mit Zunahme der Seehöhe der Herbst wärmer wird als der Frühling, während in den Niederungen kaum ein Temperatur-Unterschied zwischen diesen Jahreszeiten besteht. Es erklärt sich dies zunächst dadurch, dass im Frühling erst die tiefe Schneedecke, die der Winter zurückgelassen, geschmolzen werden muss, bevor die Sonne auf den Boden der Hochthäler und Hochalpen wirken kann. Die Wärme-Unterschiede zwischen Frühling und Herbst sind im Mittel für die Stationen unserer Tabelle die folgenden. Das Zeichen + bedeutet, dass der Herbst wärmer ist, als der Frühling:

Gruppe I	430 m	+	$0^{\circ}2$	Cels.;	Gruppe V	1164 m	+	$0^{\circ}5$	Cels.
-	II 205	-	+ 0.5	-	-	VI 1690	-	+ 1.2	-
-	III 540	-	- 0.1	-	-	VII 2580	-	+ 2.3	-
-	IV 430	-	+ 0.1	-	-	VIII 1870	-	+ 3.0	-

Man sieht, dass bis zu 500 bis 600 Meter der Temperatur-Unterschied unbedeutend ist, dann ziemlich gross wird, am grössten auf Gipfelstationen, selbst wenn sie keine so grosse Seehöhe haben.

Was die Abnahme der Jahresmittel der Wärme mit der Höhe anbelangt, so ist noch hervorzuheben, dass dieselbe viel rascher erfolgt bei Erhebung auf Berggipfeln, als beim langsamem Ansteigen in Thälern und auf Hochebenen. In je grösserer horizontaler Ausdehnung der Boden sich erhoben hat, d. h. je grösser die Massenerhebung, desto geringer ist die durch diese Erhebung herbeigeführte Wärme-Abnahme.

Um die Wärme-Abnahme mit der Höhe in der Atmosphäre richtig beurtheilen zu können, wollen wir folgende Erörterungen einschalten.

Die Luft selbst lässt die Sonnenstrahlen zum grössten Theil durch, ohne sie stark zu absorbiren und sich dadurch zu erwärmen, und zwar um so mehr, je trockener und reiner sie ist.

Direct wird also die Luft nur wenig von den Sonnenstrahlen erwärmt. Erst wenn diese auf den Erdboden treffen, werden sie fast völlig absorbirt, und der Boden erwärmt sich dadurch sehr stark (der Wüstensand bis auf 60—70° C.) Diese Wärme theilt sich dann den untersten Luftschichten mit und allmählich auch den höheren, so dass die Atmosphäre hauptsächlich vom Erdboden, also von unten aus erwärmt wird.

Es ist desshalb klar, dass Berggipfel eine niedrigere Temperatur haben müssen, denn die erwärmte Bodenfläche ist klein, und die Winde führen die daselbst erwärmten Luftschichten sogleich wieder fort. Wenn sich grössere Gebirgsmassen in die Atmosphäre erheben, so wird die erwärmte Bodenfläche grösser, die Wärme-Fortführung geringer, die Wärme-Abnahme mit der Höhe darum kleiner.

Dazu kommt noch folgender Umstand. Die mittlere Temperatur eines Ortes ist nicht allein von der Wärmezufuhr durch die Sonnenstrahlung, sondern auch von dem Wärmeverlust durch Wärme-Ausstrahlung bei Nacht und im Winter abhängig. Nun spielt die Atmosphäre hiebei eine ähnliche Rolle wie die Glasdächer der Treibhausbetten der Gärtner. Sie lässt die leuchtenden Sonnenstrahlen fast ungeschwächt durch, nicht

in gleichem Maasse die von der erwärmten Erde wieder in den kalten Himmelsraum ausstrahlende Wärme. Es findet so eine Wärme-Anhäufung unter dieser Schutzhülle gegen freie Ausstrahlung statt, die mittlere Temperatur steigt. Je dichter diese Hülle, desto grösser ist diese ihre Wirkung, je dünner, desto schwächer. Je höher wir in die Atmosphäre hinaufsteigen, desto dünner wird die wärmebewahrende Hülle, desto ungehinderter geht die Wärme-Ausstrahlung vor sich. Wenn also auch auf grossen Höhen bei Tag die Sonnenstrahlen noch so kräftig wirken, es kommt die Nacht und ebenso rasch strahlt nun die empfangene Wärme wieder in den Himmelsraum zurück.

Es steigt nun zwar die am Boden erwärmte Luft in die Höhe, oder es führen sie die Winde die Bergabhänge hinan, aber trotzdem gleicht sich auch dann der Temperatur-Unterschied zwischen Berg und Thal nicht aus. Denn die aufsteigende Luft kühlt rasch ab und zwar wie wir später noch erörtern müssen im Verhältniss von 1° Cels. für je 100 Meter. Da die durchschnittliche Wärme-Aenderung mit der Höhe kleiner ist, als diese Wärme-Abnahme, so werden die Winde im Allgemeinen die Höhen erkälten statt erwärmen, obgleich sie Luft aus der Niederung hinauf bringen.

Das sind die Ursachen der Wärme-Abnahme mit der Erhebung in der Atmosphäre.

Dass diese Wärme-Abnahme oder der Temperatur-Unterschied zwischen Berg und Thal im Winter kleiner ist als im Sommer, ist schon nach dem eben Gesagten unschwer einzusehen. Im Winter wirkt der Boden wenig, oder wenn schneebedeckt gar nicht erwärmend, im Gegentheile stark erkältend auf die unteren Luftschichten. Eine Schneedecke strahlt sehr stark Wärme aus, so dass dann meist die Temperatur mit der Höhe zunimmt. Von den Berghängen und Berggipfeln kann aber die kalte Luft abfliessen und wird durch Zufluss aus der freien Atmosphäre ersetzt. Dieser Zufluss ist wärmer, weil die Atmosphäre viel weniger durch Wärme-Ausstrahlung erkaltet als der Erdboden, darum erkalten die Abhänge und Gipfel nicht so stark. Wenn während des ganzen Winters Windstille herrschen würde, würden wir in allen höheren Breiten, wo der Boden

schneebedeckt, oder auch nur die Tage schon sehr kurz werden, eine Wärme-Zunahme mit der Höhe antreffen.

In den touristischen Schilderungen und Abhandlungen findet man zwar öfter Temperatur-Angaben, von denen aber die meisten wegen Nichtbeachtung der Maassregeln zur Erlangung wahrer Schattentemperatur (Lufttemperatur) ganz ohne Werth und unbrauchbar sind. Die Angabe, dass ein Thermometer in der Sonne so und so viele Grade zeigte, hat gleichfalls nicht den geringsten wissenschaftlichen und selbst keinen praktischen Werth, weil der Stand eines Thermometers in der Sonne bei gleicher wirklicher Intensität der Sonnenstrahlung (Insolation) ein sehr verschiedener sein kann, je nach der Beschaffenheit des Thermometers (nach der Grösse und Gestalt des Thermometergefässes), nach der zufälligen grösseren oder geringeren Nähe und der Verschiedenheit der gleichfalls besonnten Körper oder des Bodens, nach der Stärke der Luftbewegung u. s. w. Die Angaben eines direct besonnten Thermometers sind deshalb gänzlich unvergleichbar und man kann keinerlei Schlüsse darauf gründen. Lamont hat gezeigt, dass ein Thermometer mit kleinem kugelförmigem Gefäss frei in der Sonne aufgehangen nur um einige Zehntel Grade mehr anzeigen kann, als ein beschattetes, das die Lufttemperatur angibt. Wenn ein heftiger Wind herrscht, so zeigt überhaupt ein besonntes Thermometer eine nur wenig höhere oder die gleiche Temperatur, wie ein Thermometer im Schatten. Also nochmals: die Angaben eines gewöhnlichen Thermometers in der Sonne haben keinen Werth und gestatten keinen Schluss auf die Intensität der Insolation.

Die Zunahme der Intensität der Sonnenstrahlung mit der Erhebung über die Erdoberfläche ist eine interessante und wohl constatirte Thatsache. Weitere Beobachtungen hierüber, namentlich über die Intensität der Sonnenstrahlung im Winter auf grossen Höhen, wären aber immerhin noch sehr erwünscht. Die Instrumente, die zu exakten derartigen Messungen nöthig sind, setzen aber wie schon erwähnt zu ihrer Behandlung eine grössere Uebung in physikalischen Beobachtungen voraus, als im Allgemeinen von Alpenreisenden vorausgesetzt werden darf, darum machen wir nur aufmerksam auf die sog. Radiations- oder Solar-Thermometer, das ist ein Maximum-Thermometer mit geschwärzter

Kugel, das sich in stark verdünnter Luft innerhalb einer grösseren Glaskugel eingeschmolzen befindet (darum auch Schwarzkugel-Thermometer im Vacuum genannt). Diese äussere Glashülle schützt gegen die Wärmeabfuhr durch den Wind und gegen die Wärmestrahlung der Umgebung. Die Angaben solcher Thermometer werden dadurch unabhängiger von den zufälligen Einflüssen und geben ein genähertes relatives Maass für die Intensität der Insolation. Verschiedene Instrumente liefern aber auch verschiedene, nicht direct vergleichbare Angaben. In England und den englischen Colonien sind diese Solarthermometer an den meisten meteorologischen Stationen in Gebrauch. (Zu beziehen von L. Casella in London, Preis 35 Shilling. Solar Maximum-Radiations-Thermometer). Sie könnten dem Alpenreisenden empfohlen werden; leider sind sie aber ziemlich gebrechlich und nicht bequem zum Transport. Zwei solche Instrumente, vorher verglichen (die Differenz ihrer gleichzeitigen Stände neben einander notirt), das eine unten im Thal und das andere gleichzeitig in einer grösseren Höhe abgelesen, können ein genähertes Maass über die Zunahme der Intensität der Sonnenstrahlung mit der Höhe liefern.

Von den Resultaten der Messungen über die Zunahme der Intensität der erwärmenden Kraft der Sonnenstrahlung mit der Höhe will ich nur jene von J. Violle auf dem Mont Blanc anführen. Dieser Physiker fand, dass die Wärmemenge, welche eine Fläche von 1 qcm senkrecht der Sonnenstrahlung ausgesetzt in der Minute empfängt, auf dem Mont Blanc (4810 m) gleich 2.39 Wärmeeinheiten, bei den Grands Mulets (3050 m) 2.26, am Fuss des Glacier de Bosson (1200 m) 2.02 und zu Grenoble (213 m) 1.81 war. Nennen wir die Intensität der Sonnenstrahlung an der Grenze unserer Atmosphäre 100, so war die auf dem Mont Blanc-Gipfel 94, bei den Grands Mulets 89, am Fuss des Bosson-Gletschers 79 und zu Paris (60 m) 68.

In einem noch grösseren Maasse vielleicht nimmt die Intensität der chemisch wirksamen Sonnen-Strahlung mit der Höhe zu; es liegen hierüber noch fast keine Messungen vor. Für die Alpen-Vegetation namentlich muss diese Zunahme der leuchtenden, wärmenden und besonders der chemisch wirksamen Sonnenstrahlung mit der Höhe von wesentlicher Bedeutung sein.

Es lassen sich schliesslich auch ohne Instrumente einige Angaben sammeln, die für die Wärmeverhältnisse eines Ortes und in anderer Hinsicht interessant sind. Hierher gehört die Aufzeichnung des ersten und letzten Schneefalls im Jahre, die Dauer einer bleibenden Schneedecke, die Zeit, zu welcher im Frühling der Boden schneefrei („aper“) wird, die Zeit des letzten und ersten Reifes. Die Reifgrenzen, besonders jene im Frühling, sind von besonderer Wichtigkeit für die Vegetations-Verhältnisse.

Wir reihen hier noch an, obgleich zum Theil einem späteren Abschnitt angehörend, Beobachtungen über die Lage der Schneegrenze. Aufzeichnungen über das Hinaufrücken der Schneegrenze im Frühling (Angabe der Höhe, bis zu welcher die zusammenhängende Schneedecke auf Nord- oder Südhängen noch reicht), über die Höhe, bis zu welcher herab im Sommer die Berghänge eingeschneit werden, sind, wenn sie consequent Jahre hindurch fortgeführt werden, von grossem Interesse in Bezug auf die klimatischen Unterschiede der verschiedenen Alpentheile.

Luftdruck.

Beobachtungen über die Grösse des Luftdruckes werden von Alpenreisenden nur zum Zweck der Höhenbestimmungen gemacht werden. Bevor wir diesen uns zuwenden, mag bemerkt werden, dass von Luftdruckbeobachtungen an sich nur stündliche, Tag und Nacht hindurch fortgehende Aufzeichnungen des Luftdruckes an einem Quecksilber-Barometer mindestens einen Monat hindurch von rein meteorologischen Interesse wären. Eine solche Aufgabe wird aber kaum ein Alpenreisender in sein Programm aufnehmen. Sonst lässt sich aber kaum etwas zur Förderung der Meteorologie der Alpen leisten.

Der Luftdruck nimmt mit solcher Regelmässigkeit (in einer geometrischen Progression, wenn die Höhen in arithmetischer Progression wachsen) mit der Höhe ab, dass sich der mittlere Luftdruck für jede Höhe mit hinlänglicher Genauigkeit berechnen lässt.

Nur zur Uebersicht mag folgende kleine Tabelle hier stehen. Nimmt man eine gleichmässige mittlere Lufttemperatur von 0° an, so haben der Luftdruck und die Höhe, um welche man steigen muss, damit das Barometer um 1 mm sinkt, folgende Werthe:

Höhe	0	1000	2000	3000	4000	5000 m
Luftdruck	762	672	593	523	462	408 mm
Höhe für 1 mm						
Druckänderung	10.5	11.9	13.5	15.3	17.3	19.6 m

Wenn die Temperatur der Luft steigt, so dehnt sich letztere aus, und ein Theil der Luftsäule, die früher unterhalb einer gewissen Bergstation sich befand, erhebt sich nun über dieselbe, daher muss der Luftdruck daselbst steigen. Das Umgekehrte tritt ein, wenn die Temperatur der Luft sinkt. Darum müssen besonders sehr hoch gelegene Orte im Winter einen niedrigen, im Sommer einen hohen Luftdruck haben, auch wenn am Fuss des Gebirges keine Aenderung des Druckes eintritt. Betrachten wir z. B. die drei Stationen Genf, St. Bernhard, Theodulpass, so macht sich die Wirkung der steigenden Wärme vom Winter zum Sommer auf den Luftdruck sehr merklich.

Mittlerer Luftdruck in mm.

	Höhe	Januar	Juli	Jahr	Juli-Januar
Genf	408	727.5	727.5	726.8	0.0
St. Bernhard	2478	561.1	569.0	564.1	7.9
Theodulpass	3333	502.0	511.9	506.2	9.9

Die Luftdruck-Unterschiede zweier Stationen in verschiedener Höhe variiren daher vom Winter zum Sommer.

Bemerkungen zur barometrischen Höhenmessung.

I. Instrumente.

A. Quecksilber-Barometer. Nach meiner Erfahrung würde ich die sog. Reisebarometer (Heber-Barometer) von L. Kappeller in Wien (Wieden Nr. 1 Freihaus) allen andern vorziehen. Sie sind so bequem zum Transport, als ein Quecksilberbarometer es überhaupt sein kann und halten ziemlich arge Stösse und Strapazen aus, ohne dadurch untauglich zu werden (Preis in Lederfutteral 40—50 fl. ö. W.).

B. Aneroide, Feder- (Dosen-) Barometer. Es sind dies unstreitig die bequemsten Instrumente zur Luftdruckmessung, bedürfen aber einer häufigen Controle, d. i. Vergleichen mit guten Quecksilber- Barometern. Die ziemlich zahlreichen meteorologischen Stationen in den Alpen erleichtern jetzt diese Vergleichung. Abgesehen von Standänderungen (vom Luftdruck unabhängigen Verschiebungen des Zeigers) haben sie die Eigenschaft, grösseren Druckänderungen (bei raschem Auf- und Abstieg von höheren Punkten), nicht sogleich und völlig zu folgen, und hiebei auch Stand-Änderungen zu unterliegen. Ueber die Aneroide existirt jetzt schon eine reichhaltige Literatur. Wir können hier auf die Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins selbst verweisen.

Grohmann: über die Eruirung eines empfehlenswerthen Aneroids (III 351), Schildbach: Aneroid-Barometer für Höhenmessungen II 202, 474, Frischauf: Ueber Goldschmid's Aneroide (Neue deutsche Alpen-Zeitung 1876 Nr. 17 und 18):

Bei der Wahl der verschiedenen Formen dieser Instrumente mag sich jeder nach seinen Zwecken und Mitteln richten. Etwas kostspielige aber Präcisions-Instrumenten sich nähernde Modificationen der Federbarometer sind die von Goldschmid (Hottinger) in Zürich, Construction Weilenmann, und von Starke & Kammerer in Wien (die Temperatur-Compensation der letzteren scheint ziemlich vollständig gelungen zu sein).

C. Thermo-Hypsometer. Diese Apparate, die zur Ermittlung des Luftdruckes aus genauen Beobachtungen des Siedepunktes reinen Wassers dienen, leisten bei sorgfältiger Beobachtung sehr gute Dienste. Die Beobachtungen selbst sind aber etwas umständlich, nehmen mehr Zeit und grosse Sorgfalt in Anspruch. Das Thermometer darf nur in den Dampf des siedenden Wassers eintauchen, muss aber auch von diesem völlig umgeben sein, so dass eben nur die oberste Kuppe des Quecksilbers aus der umschliessenden Röhre herausragt. Man muss längere Zeit zuwarten, bis der Stand der Quecksilberkuppe völlig stationär geworden ist und sehr genau ablesen. Den zu jedem Siedepunkt gehörigen Luftdruck kann man Tafeln entnehmen (z. B. jenen in Jelineks schon citirter Anleitung 2. Auflage S. 197); hier genügt es anzuführen, dass bei einer mittleren

Luftwärme von 0° folgende Höhenunterschiede in Metern eine Siedepunkt-Aenderung von 1° und 0°1 Cels. entsprechen:

Siedepunkt	100—95°	95—90°	90—85°	85—80°	Cels.
Höhendifferenz	288	297	307	316	m
für 1° Aenderung					»
für 0°1 also	29	30	31	32	»

War die Temperatur an der unteren Station T , an der oberen t , so sind diese Höhenunterschiede noch zu multipliciren mit

$$1 + \frac{T \times t}{500}$$

Thermohypsometer kann man beziehen von Baudin, Rue St. Jacques, Paris; von L. Casella in London (E. C. Holborn Bars) Pocket Hypsometer for Alpine travellers 2 £ 10 sh., und von Fuess in Berlin.

II. Tafeln

und kurze Rechnungs-Vorschriften.

Es werden hier die bequemsten Tafeln zur Berechnung barometrischer Höhenmessungen ohne Logarithmen, nach ihrem Umfang geordnet, angeführt. Es wird mit denselben die gleiche Genauigkeit erreicht, als wenn man direct nach der Formel rechnen würde.

Frischauf: Tafeln zur Berechnung barometrischer Höhenmessungen. Wien 1877, Hölder. 28 Seiten.

Schoder: Hülftafeln zur barometrischen Höhenmessung nebst einer Anleitung zur Untersuchung und zum Gebrauch der Federbarometer. 2. Aufl. Stuttgart 1874. 64 Seiten.

Jordan: Barometrische Höhentafeln. Stuttgart 1879. 75 Seiten.

L. Neumayr: Hülftafeln für barometrische Höhenmessungen. München 1877. 194 Seiten.

Allen diesen Tafeln (mit Ausnahme jener von Jordan) liegen die älteren Constanten der barometrischen Höhenformel zu Grunde und dem Einfluss der Feuchtigkeit ist durch Vergrößerung des Temperatur-Coefficienten Rechnung getragen. Wer schärfer rechnen wollte, was sich aber nur lohnt, wenn man über Jahresmittel des Luftdruckes, der Temperatur und der Feuchtigkeit

(letzteres wenigstens für eine der Stationen) verfügt, der möge sich der Tafeln von Rühlmann bedienen, in dessen Werk „die barometrischen Höhenmessungen und ihre Bedeutung für die Physik der Atmosphäre. Leipzig 1870“. Verbessert und erweitert finden sich diese Tafeln auch in „Jelineks Anleitung“ etc. 2. Aufl. S. 193—195.

Erwähnung mag hier auch finden die einfache hypsometrische Formel von Babinet. Ist B der Barometerstand an der unteren, b jener der oberen Station, und sind T und t die zugehörigen Lufttemperaturen in Cels.-Graden, so findet man den Höhenunterschied h in Metern aus der Formel

$$h = 16000 \left(\frac{B-b}{B+b} \right) \left(1 + \frac{T+t}{500} \right)$$

Folgende Regel, nach welcher man auf der Reise selbst ohne Tafeln bequem kleinere Höhenunterschiede berechnen kann, mag hier noch Platz finden:

1. Man dividire die Zahl 8000 durch den Barometerstand der unteren und oberen Station und nehme das Mittel aus diesen Quotienten (bis auf 2 Decimalen).

2. Man vergrößere diesen Mittelwerth um so viele Tausendtheile seiner selbst (oder Zehntel-Procente) als die doppelte Temperatursumme der oben und unten abgelesenen Temperatur beträgt.

3. Man multiplicire mit dieser so vergrößerten Zahl (welche die Seehöhe in Metern angibt, um die man bei der herrschenden mittleren Lufttemperatur und bei der mittleren Seehöhe steigen muss, damit das Barometer um 1 mm sinkt) die Differenz $B - b$ der unten und oben abgelesenen Barometerstände.

Z. B.: Am 5. August 1878 stieg ich auf das Pfannhorn und las unten im Dorf Toblach beim Abgang und bei der Rückkehr, sowie am Gipfel des Pfannhorns ein Taschenaneroid von Beck (London) sowie ein Thermometer ab. Es war $B = \frac{1}{2}(655 + 651.5) = 653.2$, $b = 548.5$, $2(T + t)$, die doppelte Temperatursumme, 48° Cels. Mit diesen Daten findet man:

$8000 : 653 = 12.26$; $8000 : 548.5 = 14.59$, Mittel 13.42; diese Zahl ist zu vergrößern um $0.048 \times 13.42 = 0.64$.

Man musste also damals zwischen Toblach und dem Pfannhorngipfel durchschnittlich um 14.06 m steigen, um das Aneroid

um 1 mm sinken zu sehen. Die ganze Höhendifferenz beträgt also, da der Unterschied der unten und oben abgelesenen Barometerstände $(653.3 - 548.5) = 104.8$ mm war

$$104.8 \times 14.06 = 1473 \text{ m.}$$

Die Seehöhe von Toblach beträgt 1204 m, daher die Seehöhe des Pfannhornspfels 2677 m. Die neue Specialkarte gibt 2662. Die Uebereinstimmung ist genügend und nicht besser zu erwarten, da auf die Messung keine Sorgfalt verwendet wurde, das Barometer im starken Fallen war, und das Höhenintervall für dieses abgekürzte Rechnungs-Verfahren eigentlich schon zu gross ist. Dasselbe ist bequem und zu empfehlen, wenn es sich blos um Höhenunterschiede von einigen Hundert Metern handelt, und man die Rechnung etwa gleich in seinem Notizbuch ausführen will.

Z. B.: 4. Aug. 1878. Toblach 653, Wetterkreuz 629, Temperatur 19°6 Dies gibt, indem man gleich mit dem Mittel der Barometerstände dividirt:

$$8000 : 641 = 12.47; 12.47 \times 1.04 = 12.96.$$

$$24 \times 13 = 312 \text{ m Höhenunterschied Toblach-Wetterkreuz.}$$

III. Allgemeine Betrachtungen.

Alle Formeln und Rechnungsvorschriften zur Bestimmung des Höhenunterschiedes zweier Orte, für welche die gleichzeitigen (correspondirenden) Barometerstände bekannt sind, gehen von der Voraussetzung aus, dass die Atmosphäre im Gleichgewichtszustande, d. i. dass in horizontaler Richtung in jedem Niveau (jedem Abstand von der Erdoberfläche) der Luftdruck derselbe ist. Nur bei ruhiger Witterung darf man daher erwarten, mittels correspondirender Barometerstände, bei gleichzeitiger Erfüllung anderer noch zu erwähnender Bedingungen, richtige Höhenunterschiede erhalten zu können. Je grösser die horizontale Entfernung der beiden Stationen ist, desto strenger wird die Erfüllung dieser Bedingungen gefordert werden müssen.

Wir haben früher erwähnt, dass der Luftdruck jeder über der Erdoberfläche gelegenen Station von der mittleren Temperatur der Luftsäule zwischen der Station und der Erdoberfläche abhängt. Mit steigender Temperatur steigt der Luftdruck in der Höhe,

bei fallender Temperatur nimmt er ab. Bei demselben Höhenunterschiede vermindert sich also die Luftdruckdifferenz zweier Stationen, wenn die Temperatur steigt, sie nimmt zu, wenn die Temperatur der zwischen ihnen befindlichen Luftmasse sinkt. Jedermann kann sich von der Richtigkeit dieses Satzes direct überzeugen, indem er die Unterschiede des Luftdruckes zwischen zwei nahen Orten verschiedener Seehöhe im Winter und Sommer vergleicht. Zwischen Genf und St. Bernhard ist diese Differenz im Januar 166.4 mm, im Juli 158.5 mm. Daraus ergibt sich, dass die Kenntniss der mittleren Temperatur der Luft, die zwischen den beiden Stationen liegt, deren Höhendifferenz bestimmt werden soll, unerlässlich ist, wenn man letztere einigermaßen genau erhalten will. In einem viel minderen Grade hängt der Luftdruck in der Höhe auch von dem Gehalt der Luft an Wasserdampf ab, eine Zunahme des letzteren wirkt wie eine (schwache) Zunahme der Temperatur. Es ist aber nur in jenem Falle nöthig, ja selbst möglich, mit Erfolg auf die Luftfeuchtigkeit Rücksicht zu nehmen, wenn man mit den Mittelwerthen aus längeren Beobachtungsreihen rechnen kann, und auch sonst die grösste Genauigkeit der Beobachtungen verbürgt ist. Gewöhnlich begnügt man sich, statt der Feuchtigkeit direct Rechnung zu tragen, jenen Factor in der Höhenrechnung, welcher den Temperatur-Einfluss darstellt, ein für allemal etwas zu vergrössern, weil ja wie gesagt die Feuchtigkeit im selben Sinne wie die Wärme wirkt und auch mit der Wärme selbst zunimmt. Von den Verbesserungen, welche die Abnahme der Intensität der Schwere mit der Höhe nöthig macht, können wir hier völlig absehen, ebenso von jener, welche aus gleichem Grunde der Unterschied der geographischen Breite der beiden Stationen erheischen würde. Gegenüber anderen fast unvermeidlichen Fehlern tritt der Einfluss der Schwere-Änderungen völlig zurück.

Was die correspondirende Station anbelangt, aus deren gleichzeitigen Luftdruckbeobachtungen der Höhenunterschied ermittelt werden soll, und deren Seehöhe selbst bekannt sein muss, wenn man die absolute Höhe des betreffenden Beobachtungsortes erfahren will, so kann hiezu die nächste meteorologische Station dienen, an welcher täglich, meist dreimal, Barometer-Ablesungen gemacht werden. Das Alpengebiet zählt

jetzt eine ziemlich grosse Zahl solcher Stationen, so dass der Alpenreisende stets eine unfern gelegene Correspondenzstation finden kann.

Gegenwärtig werden von der österreichischen meteorologischen Central-Anstalt und von der deutschen Seewarte in Hamburg tägliche Witterungskarten ausgegeben, welche die Vertheilung des Luftdruckes im Meeresniveau um 7—8^h Morgens für Mittel-Europa, also auch für das Alpengebiet, mit ziemlicher Genauigkeit darstellen. Dieser Karten könnte man sich auch ganz zweckentsprechender Weise anstatt der Luftdruckbeobachtungen einer Correspondenzstation bedienen, natürlich nur bei Abwesenheit grösserer Störungen des Luftdruckes, worüber die Karte selbst den directesten Aufschluss gibt. Auch die Temperatur für das untere Niveau könnte man diesen Karten entnehmen, der Fehler wird meist kleiner sein, als wenn man die Temperatur einer einzelnen Correspondenz-Station in Rechnung stellt. Man erhält dann auch gleich die absolute Höhe oder die Seehöhe des Beobachtungsortes. Beobachtet man zu einer späteren Tagesstunde, so zeigt ein Vergleich mit der Karte der Luftdruck-Vertheilung des nächsten Tages, ob die Aenderung hinlänglich geringfügig war, um sich ihrer bedienen zu dürfen.

Bei kleineren Touren und Bergbesteigungen, Tagesausflügen, die man von seinem Standquartier aus unternimmt, genügt es, vor Abgang und nach Rückkunft an diesem Orte selbst den Luftdruck abzulesen und das Mittel aus beiden als correspondirenden Barometerstand der unteren Station zu betrachten. Natürlich wird man nur bei ruhigem Wetter und constantem Barometer dies mit Sicherheit thun können, auch ist zu beachten, dass die Aneroide, wenn man von grösseren Höhen rasch wieder herabsteigt, zurückbleiben und noch einige Zeit hindurch einen zu tiefen Stand zeigen. Wer sich mit zwei Aneroiden versieht und davon eines unten in seinem Standquartier zurücklässt, entgeht dieser Fehlerquelle.

So wie die Aneroide beim Abstieg zurückbleiben hinter der Zunahme des Luftdruckes, so unterliegen sie dem auch beim Hinaufsteigen gegenüber der Abnahme desselben. Man muss also nicht allein das Aneroid vor jeder Ablesung durch Klopfen

erschüttern, sondern auch einige Zeit warten, bis die Elasticität der Dosen sich den neuen Druckverhältnissen besser fügen kann. Immer wird die Tendenz vorhanden sein, zu grosse Ablesungen beim Hinaufsteigen und auf dem Gipfel zu erhalten.

Auf die Beobachtung der Luftwärme muss grosse Sorgfalt verwendet werden. Wir haben früher erwähnt, wie man selbst im Sonnenschein mittelst der sog. Schleuderthermometer recht nahe die wahre Lufttemperatur erhalten kann. In Ermanglung solcher muss man möglichst dafür sorgen, gute Schattentemperaturen zu erhalten. Es muss aber auch die correspondirende Temperatur der unteren Station bekannt sein. Das Mittel der beiden Temperaturen sieht man als die mittlere Temperatur der ganzen Luftsäule zwischen beiden Orten an. Jedermann wird sogleich einsehen, dass diese Annahme nur ein sehr rohes Auskunftsmittel, dass die Fehler, die damit verbunden sein können und müssen, nicht unerheblich sein werden. Es gibt aber keine Annahme, welche vorzuziehen wäre und diese Fehler vermeiden liesse. Die Unsicherheit über die wahre Lufttemperatur ist es, welche die Höhenberechnung aus einzelnen Beobachtungen stets mit einem ziemlichen Fehler behaftet erscheinen lassen. Eine Schätzung dieses Einflusses folgt unten. Man muss sich demnach selbst unter den günstigsten atmosphärischen Bedingungen, bei der grössten Sicherheit der Ablesungen des Luftdruckes und Vermeidung von Instrumentalfehlern immer auf gewisse Fehler in den barometrisch bestimmten Höhenunterschieden gefasst machen.

Die Erfahrung hat gelehrt, dass diese Fehler eine tägliche und eine jährliche Periode haben. Aus Jahresmitteln findet man die wahren Höhenunterschiede mit grosser Genauigkeit, aus Mitteln kürzerer Perioden oder gar aus einzelnen Beobachtungen findet man in der kälteren Hälfte des Jahres und Tages die Höhenunterschiede zu klein, in der wärmeren zu gross. Beobachtungen zu den Vormittagsstunden um 7—8^h herum oder zu den gleichen Abendstunden liefern ziemlich nahe die wahren Höhenunterschiede. Aus Beobachtungen zwischen Mittag und 2^h im Juli findet man die Höhenunterschiede durchschnittlich um $1\frac{1}{2}\%$ zu gross. Es rührt dies höchst wahrscheinlich daher, dass wir die Lufttemperatur in der wärmeren Hälfte des

Jahres und Tages zu hoch finden, in der kälteren umgekehrt zu niedrig. Es gibt keine allgemein gültige Vorschrift um diese Fehler vermeiden zu können, es erübrigt nichts, als ihre Existenz im Auge zu behalten.

Zur Beurtheilung der Fehler der barometrisch bestimmten Höhen mag Folgendes dienen:

1. Einfluss der Fehler der Luftdruckmessung. Derselbe steigt mit der Höhe oder der Abnahme des Luftdruckes. Für ein Zehntel Millimeter Fehler in der Ablesung des Barometers oder in Folge ungleichförmiger Vertheilung des Luftdruckes beträgt der Fehler des berechneten Höhenunterschiedes bei

760	600	500	400 mm Luftdruck
1.1	1.3	1.6	1.9 m

Wenn man die Seehöhe aus der Abnahme des Siedepunktes reinen Wassers berechnet, so ist, da bis zur Mont Blanc-Höhe recht nahe für je 300 m der Siedepunkt um 1° Cels. abnimmt, ein Fehler von 0.01 bei der Bestimmung des Siedepunktes äquivalent einem Fehler von 30 m in der Höhenbestimmung.

2. Einfluss eines Fehlers bei Bestimmung oder Annahme der mittleren Luft-Temperatur zwischen beiden Stationen. Derselbe steigt mit Zunahme des Höhenunterschieds. Einem Fehler von einem Grad Cels. in der angenommenen Luftwärme entspricht ein Fehler von 0.36% , (nicht ganz $\frac{4}{10}$ Zehntel $\%$) des Höhenunterschiedes. Die Lufttemperatur muss bis auf 3° Cels. genau sein, wenn der Höhenunterschied bis auf ein Procent genau sein soll. Diese Genauigkeitsgrenze wird häufig nicht erreicht werden, weil man bloß zwei Temperaturen (die oben und unten abgelesene) in Rechnung stellen kann.

3. Es sei noch kurz erwähnt, welchen Einfluss die Fehler in der Bestimmung der Feuchtigkeit der Luft auf die Höhenmessung haben, wenn man letztere überhaupt separat in Rechnung zieht. Ein Fehler von 1 mm in der Bestimmung des Dampfdruckes (ausgedrückt durch die Höhe einer Quecksilbersäule) gibt nur einen Fehler von 0.05 bis 0.07% (zunehmend mit der Seehöhe) im Höhenunterschied, ein Fehler von 7—8 mm in der Bestimmung oder Annahme des Dampfdruckes (das ist aber meist der ganze Betrag desselben) gibt erst einen Fehler von 0.4%

im Höhenunterschied und ist also erst äquivalent einem Fehler von 1° bei der Bestimmung der Lufttemperatur. Man sieht hieraus, dass es gerechtfertigt ist, wenn man dem Feuchtigkeitsgehalt der Luft nur genähert und indirect Rechnung trägt, wie dies in den früher angeführten Tafeln geschieht.

Feuchtigkeit.

Je höher die Temperatur der Luft ist, eine desto grössere Menge (unsichtbaren) Wasserdampf kann sie aufnehmen. Es gibt aber für jede Temperatur ein Maximum des Wasserdampfgehaltes der Luft, das nicht überschritten werden kann, weil sich der überschüssige Wasserdampf dann als tropfbar flüssiges Wasser niederschlägt (condensirt). Wenn die Luft jene grösste Menge von Wasserdampf enthält, den sie bei ihrer Temperatur enthalten kann, so sagt man, die Luft ist gesättigt (mit Wasserdampf). Folgende kleine Tabelle gibt an, wie viel Gramme Wasser (in Dampfform) in einem Kubikmeter gesättigter Luft von verschiedenen Temperaturen enthalten sind:

Temperatur — 10 — 5 0 5 10 15 20 25 Cels.

Gewicht des { 2.3 3.4 4.8 6.7 9.2 12.6 17.0 22.8 Gramm.
Wasserdampfes }

Man sieht, dass der Wasserdampfgehalt gesättigt feuchter Luft rascher wächst als die Temperatur, denn die Unterschiede in der zweiten Zahlenreihe werden immer grösser, während die Temperatur in gleichen Intervallen zunimmt. Eine Folge davon ist, dass gesättigt feuchte Luftmassen verschiedener Temperatur sich nicht mischen können, ohne dass ein Theil ihres Dampfgehaltes sich condensirt. Mischen sich z. B. 1 cbm gesättigt feuchter Luft von 10° C. mit einem solchen von 20° C., so sind in dem Gemenge 26.2 Gramm Wasserdampf. Die Tabelle zeigt aber, dass bei der mittleren Temperatur von 15°, welche die Mischung annimmt, bloß 25.2 Gramm in 2 cbm existiren können. 1 Gramm Wasserdampf muss sich also condensiren. So oft sich also feuchte Luftmassen ungleicher Temperaturen miteinander vermengen, z. B. wenn in eine warme Luftströmung ein kalter Wind einbricht, ist ein Niederschlag zu erwarten. Würde die Luft bei 10° nur 7.5 gr Wasserdampf auf den cbm z. B. enthalten, so könnte sie noch 1.7 gr Wasser-

dampf aufnehmen. Das Verhältniss der bei einer bestimmten Temperatur in der Luft möglichen Dampfmenge zur wirklich vorhandenen nennt man die relative Feuchtigkeit, in unserem Falle ist dieses Verhältniss $7.5 : 9.2 = 0.81$. Man sagt dafür kürzer: die relative Feuchtigkeit beträgt 81 Procent, denn die Luft enthält dann in der That 81 Procent der bei dieser Temperatur möglichen Wasserdampfmenge. Das Maass der absoluten Feuchtigkeit der Luft in unserem Fall ist 7.5 gr Wasserdampf, die relative Feuchtigkeit wäre 81%.

Die Luft kann zugleich eine grosse relative und geringe absolute Feuchtigkeit haben. Im Winter ist in den Niederungen die Luft fast stets relativ sehr feucht und der Sättigung (100%) nahe, im Sommer ist die Luft, wie man auch allgemein sagt, trockener. Dennoch ist der absolute Wassergehalt derselben dann erheblich grösser als im Winter. Nehmen wir z. B. Genf im Januar und Juli:

	Absolute Feuchtigkeit	Relative Feuchtigkeit
Januar	4.4 gr	86%
Juli	10.8 »	68 »

Im Allgemeinen steigt der Wassergehalt der Luft mit der Temperatur, während gleichzeitig die relative Feuchtigkeit abnimmt. Die Alpenhöhen zeigen aber eine Abweichung von dieser Regel, die Lufttrockenheit ist daselbst relativ wie absolut im Winter grösser als im Sommer. Folgende kleine Tabelle mag dies zeigen.

Relative Feuchtigkeit (Procente der Sättigung).

	Wien	Genf	Simplon	Stelvio	Theodul
Höhe	202	408	2008	2470	3333
Winter	81	85	77*	72*	79*
Frühling	67	73	79	84	89
Sommer	64*	70*	74*	78	80
Herbst	75	82	80	73	83

Natürlich nimmt mit der Temperatur auch der absolute Wassergehalt der Luft mit der Höhe ab. Während die Luft in Genf im Jahresmittel noch 7.3 gr Wasserdampf pro cbm, im Julimittel 10.8 gr enthält, war der Wassergehalt der Luft auf

dem Theodulpass (3333 m) im Jahresmittel 2.8, im Julimittel 4.2 gr.

Ueber Gletschern kann die Luft im Sommer eine grosse relative Trockenheit zeigen, weil sie in Berührung mit dem Gletschereis von 0° ihren Wasserdampf condensirt bis zum Maximumgehalt bei dieser Temperatur (4.8 gr). Wäre die Luftwärme an einem Sommernachmittag über dem Gletscher z. B. 15°, so könnte die relative Feuchtigkeit der Luft bis auf 38% herabsinken. Die Gletscher wirken also im Sommer in hohem Maasse austrocknend auf die Luft in ihrer nächsten Nähe.

Die Apparate zur Bestimmung des Feuchtigkeitsgehaltes der Luft heissen Hygrometer. Das bequemste Hygrometer ist das August'sche, das sog. Psychrometer. Umgibt man ein Thermometergefäss mit einer ganz leichten Hülle (aus Mousselin z. B.) und befeuchtet dieselbe, so bewirkt die Verdunstung des Wassers ein Sinken des Thermometers. Wird die Hülle feucht erhalten, so nimmt das befeuchtete Thermometer bei einem gegebenen Temperatur- und Feuchtigkeitsgehalt der Luft bald einen unveränderlichen Stand an. Die Differenz zwischen dieser Angabe des befeuchteten und eines gewöhnlichen Thermometers, das die Lufttemperatur anzeigt, ist ein Maass für den Feuchtigkeitsgehalt der Luft. Denn je trockener die Luft ist, je mehr sie noch Feuchtigkeit aufnehmen kann, desto mehr Wasser verdampft in gleicher Zeit von dem nass gehaltenen Thermometergefäss und desto stärker wird dieses abgekühlt. Die Differenz zwischen den Angaben des trockenen und des nassen Thermometers (die sog. Psychrometer-Differenz) wächst mit der Trockenheit der Luft. Bei niedrigen Lufttemperaturen entsprechen aber viel kleinere Psychrometer-Differenzen denselben Trockenheitsgraden als bei hohen Temperaturen. Es gibt Tabellen, aus welchen man für jeden Stand des trockenen Thermometers und gleichzeitigen des nassen die relative Feuchtigkeit und die Expansivkraft des Wasserdampfes in der Luft entnehmen kann*). Die beiden Thermometer, von

*) Psychrometertafeln für das hunderttheilige Thermometer. Nach Wilds Tafeln bearbeitet von C. Jelinek. Wien 1876. Zur Umrechnung der Angaben des Dampfdruckes (Expansivkraft des Wasserdampfes) in Gehalt der Luft an Dampf pro cbm dient eine Tafel in der „Anleitung“ desselben Verfassers S. 199.

denen man das eine im benetzten, das andere im trockenen Zustande abliest, müssen unter gleichen Verhältnissen genau übereinstimmen. Auch ist dafür zu sorgen, dass die Benetzung genügend ist, und ein mässiger Luftzug die beiden Thermometer umspült. Bei heftigem Wind erhält man zu grosse Trockenheitsgrade. Wenn das Wasser auf dem benetzten Thermometer gefriert, so ist dafür zu sorgen, dass nur eine ganz dünne Eishülle das Thermometergefäss umgibt.

Bequemer noch als das Psychrometer ist das zuerst von Saussure angewendete Haarhygrometer. Ohne stete und sorgfältige Controle sind jedoch dessen Angaben nicht verlässlich. Das Haarhygrometer hat eine Scala, welche unmittelbar die relative Feuchtigkeit angibt. Zu empfehlen sind die Haarhygrometer von Hermann & Pfister in Bern, die von Klinkerfues in Göttingen und eine zweckmässige Combination von Haarhygrometer und Psychrometer von Hottinger (Kopp) in Zürich.

Beobachtungen über den Feuchtigkeitshalt der Luft auf Hochspitzen, besonders auch im Winter, wären sehr erwünscht. Der tägliche Gang der relativen Feuchtigkeit auf Berggipfeln wäre gleichfalls ein dankbares Beobachtungsobject, besonders wenn stündlich Tag und Nacht hindurch längere Zeit beobachtet würde. Wenn auch einzelne Touristen nicht in der Lage sind, solche umständlichere Beobachtungsreihen auszuführen, so könnte sich doch die eine oder andere Section des Alpenvereins eine solche dankbare Aufgabe stellen.

Einzelne Feuchtigkeitsbeobachtungen, ausser während besonders bemerkenswerther Witterungserscheinungen (Föhn z. B.) haben für die Meteorologie wenig Werth. Wir wiederholen schliesslich, dass die Beobachtungen mit dem Psychrometer und selbst mit dem Haarhygrometer grosse Sorgfalt erheischen, wenn sie brauchbare Resultate liefern sollen.

Hydrometeore.

Die atmosphärischen Erscheinungen, welche durch die Verdichtung des Wasserdampfes entstehen, werden unter der gemeinsamen Bezeichnung der Hydrometeore zusammengefasst.

Die Condensation, ein Niederschlag des atmosphärischen Wasserdampfes, tritt jedesmal ein, wenn die Luft so stark

abgekühlt wird, dass der in ihr vorhandene Wasserdampf das Maximum jener Quantität überschreitet, die bei der gegebenen, erniedrigten Temperatur in der Luft enthalten sein kann.

War die Temperatur der Luft z. B. 25° und die relative Feuchtigkeit 70%, enthielt sie also pro cbm 16 gr Wasserdampf (siehe Seite 221) und würde sie nun bis auf 15° abgekühlt, bei welcher Temperatur der cbm Luft im höchsten Falle 12.6 gr enthalten kann, so müssten sich in jedem cbm 16 weniger 12.6, d. i. 3.4 gr Wasser verdichten. Eine Luftsäule von 1000 m Höhe (und 1 qm Querschnitt) würde also 3.4 kg Wasser in flüssiger Form ausscheiden. Fiele dieses Wasser auf den Boden herab, so gäbe dies einen Regen (Niederschlag überhaupt) dessen Wassermenge den Boden bis zu einer Höhe von 3.4 mm bedecken würde.

Die Temperatur, bei welcher in feuchter Luft der Niederschlag eben beginnt, nennt man deren Thaupunkt. In obigem Falle läge derselbe circa bei 19° , indem bei dieser Temperatur die Luft gerade noch 16 gr Wasserdampf enthalten kann. Kommt feuchte Luft mit Gegenständen in Berührung, die eine niedrigere Temperatur haben als jene ihres Thaupunktes, so verdichtet sich ein Theil des Wasserdampfes der Luft auf der Oberfläche dieser Körper. Der bekannteste Fall ist jener der Thaubildung selbst. Die Blätter der Bäume, Gras etc. strahlen in heiteren Nächten reichlich Wärme aus und erkalten dadurch sehr stark; sinkt ihre Temperatur dabei unter die des Thaupunktes der sie umgebenden Luft, so verdichtet sich Wasserdampf auf ihnen; liegt diese Temperatur unter dem Gefrierpunkt, so bildet sich Reif. Auf ähnliche Weise entsteht das Glatteis, wenn feuchte, warme Südwinde eintreten und der Boden noch sehr kalt ist etc.

Wenn der Wasserdampf sich innerhalb grösserer Luftmassen, die abgekühlt werden, verdichtet, so geschieht dies in Form winziger Wassertropfen, Wasserstaub, welcher in der Luft längere Zeit schwebend sich erhalten kann und sie theilweise undurchsichtig macht. Befinden wir uns mitten in solcher Luft, so nennen wir diese Erscheinung Nebel, von der Ferne gesehen bezeichnen wir den Vorgang als Wolkenbildung.

Trotz der ausserordentlichen Formenverschiedenheit, welche

solche Ansammlungen von Wasserstaub in der Luft aus der Ferne gesehen darbieten, kann man doch einige Grundformen unterscheiden, die allerdings in der mannigfaltigsten Weise in einander übergehen.

Die sehr hoch schwebenden, weissen streifigen Wolkenfasern (Windbäume) nennt man Federwolken (Cirrus). Sie bestehen jedenfalls aus Eisnadeln, wofür sowohl ihr optisches Verhalten (die Bildung von Höfen und Nebensonnen etc.) spricht, als auch die niedrige Temperatur in den Höhen zwischen 5 bis 8000 m, in welchen sie schweben.

Die von rundlichen Umrissen begrenzten, oft hoch aufgethürmten Wolkenballen, welche in geringeren Höhen meist auf einer horizontalen Basis schwimmen, heissen Haufenwolken (Cumulus). Es ist die am meisten malerische und die grössten Verschiedenheiten der Farben darbietende Wolkenform. Die Haufenwolken sind im Gebirge besonders häufig und ruhen oft scheinbar unbeweglich auf den Bergspitzen.

Die oben und unten horizontal begrenzten, mehr gleichmässig dichten Wolkenlager heissen Schichtwolken (Stratus), eine am Boden aufliegende Schichtwolke ist der Nebel.

Die dünnen Schichtwolken in grösster Höhe heissen Cirro-Stratus. Wenn die Haufenwolken sich zu grossen Wolkenlagern ansammeln und dann auch meist in der Höhe sich mit einer Schicht von Cirro-Stratus bedecken, so sieht man bald auch schon graue Regensäulen von ihnen herabsinken. Es ist dies die eigentliche Gewitterwolkenform, der Cumulo-Stratus.

Den Grad der Wolkenbedeckung des Himmels bezeichnet man mit den Namen der Bewölkung. Man schätzt die Bewölkung, indem man beurtheilt, den wievielten Theil des ganzen Firmamentes die zur Beobachtungszeit vorhandenen Wolken einnehmen dürften, und zwar meist in Zehnthteilen desselben. Der Grad der Bewölkung ist z. B. 4 wenn 4 Zehnthteile des Himmels mit Wolken bedeckt sind.

Die Bewölkung zeigt eine tägliche und jährliche Veränderung. In der wärmeren Jahreszeit steigt die Bewölkung mit der Zunahme der Tageswärme, Abends vermindert sie sich wieder. In unseren Niederungen ist die Bewölkung im Winter am grössten, sie nimmt gegen den Sommer hin ab und erreicht

am Nordfuss der Alpen im September oder October (besonders wenn man von den Morgennebeln absieht) ein Minimum. In den Alpenhöhen jedoch ist im Winter der Himmel weniger bedeckt als im Sommer. Folgende kleine Tabelle zeigt den jährlichen Gang der Bewölkung am Fuss der Alpen und auf deren Höhen:

Bewölkung (0—10, 0 ganz heiter, 10 ganz trüb).

Höhe in m	Wien	Genf	Vent	Sils-Maria	St. Bernhard	Theodul
	202	408	1845	1810	2478	3333
Winter	7.0	7.7	3.9*	4.8*	4.9*	4.4*
Frühling	5.5	6.0	5.0	5.3	6.5	6.4
Sommer	4.6*	4.9*	5.8	5.4	5.9	5.3
Herbst	5.6	6.1	4.2	5.3	5.9	5.2
Jahr	5.7	6.2	4.7	5.2	5.8	5.3

Die Zahl der Tage, an welchen in jeder der 4 Jahreszeiten der Schafberggipfel (1782 m) im Mittel von 7 Jahren in Wolken gehüllt war, zeigt ein gleiches Verhältniss:

Winter 24.3 Frühling 27.1, Sommer 27.3, Herbst 25.2.

Die Höhenregion der häufigsten Wolkenbildung liegt im Winter tiefer als 5000 Fuss, ja sie liegt dann häufig am Boden selbst auf, während die Berghöhen frei über dem Wolkenmeere zu einem reinen blauen Himmel emportauchen. Mit steigender Wärme, abnehmender relativer Feuchtigkeit der Luft steigt auch das Niveau, in welchem sich zumeist die Wolken bilden. Dazu kommt, dass sich auf den Berggipfeln, aus später anzuführenden Gründen, besonders häufig Wolken bilden, während der Himmel über den Niederungen klar bleibt.

Für den Naturfreund haben Beobachtungen über die Wolkenbildung, das Steigen und Sinken derselben etc. gewiss grossen Reiz und namentlich die Alpenhöhen bieten dazu die beste und lohnendste Gelegenheit. Bestimmt formulierte Anleitungen hiezu lassen sich wohl nicht geben, es lässt sich nur sagen, dass es sich verlohnen würde die bemerkenswertheren Erscheinungen naturgetreu zu schildern und in den Alpenvereinschriften zu publiciren. Es ist noch vieles dunkel auf diesem Gebiete und gewissenhafte Aufzeichnungen eines dafür interessirten Beobachters könnten hie und da zur Aufhellung desselben beitragen.

Wenn die kleinen Wassertröpfchen, welche eine Wolke bilden, zusammenfliessen, sei es in Folge grösserer Verdichtung der Wolke durch weitere Condensation oder durch Luftbewegungen innerhalb derselben, welche die feinen Tröpfchen mit einander in Berührung bringt, so vereinigen sie sich zu grösseren Tropfen, welche nicht mehr in der Luft schweben können, sondern fallen und dabei auf ihrem Wege durch die Wolken allen Wasserstaub auf den sie treffen mit sich vereinigend endlich als mehr oder minder grosstropfiger Regen die Erde erreichen. Wenn man während eines Regens von einem Berg herabsteigt, kann man häufig den feinen Nebelregen der Höhe allmählig in einen prasselnden Platzregen übergehen sehen. Schweben die Wolken sehr hoch, ist der aus ihnen herabfallende Regen gering, und sind die unteren Luftschichten trocken, so verdampfen die Regentropfen wieder bevor sie den Erdboden erreichen — man sieht graue Regenstreifen aus der Wolke niedergehen, welche aber nicht bis zur Erde herabreichen. Da der Wasserdampfgehalt der Luft um so grösser sein kann je höher die Temperatur derselben ist, so wird der Regenfall um so intensiver sein können, je höher die Lufttemperatur ist, während in sehr kalten Klimaten und also auch in grossen Höhen die Niederschläge (Schnee und Regen) nur wenig ausgiebig sind.

Lässt man den Regen in ein Gefäss mit senkrechten Seitenwänden und ebenem Boden fallen (Regenmesser, Pluviometer) und misst nach Aufhören des Regens die Wasserhöhe in demselben, so hat man das, was man die Regenhöhe nennt. Fällt Schnee, so muss man ihn vor der Messung schmelzen. (Man rechnet im grossen Durchschnitt die Wasserhöhe gleich $\frac{1}{10}$ der Schneehöhe.) Die Niederschlagshöhe eines Monats oder eines Jahres ist die Summe der Regenhöhen oder der Höhe des geschmolzenen Schnees während dieser Perioden.

Folgende Zahlen mögen eine Vorstellung von der Wassermenge liefern, die im Laufe eines Jahres im Alpengebiete fällt, und von deren Vertheilung. Die Niederschlagshöhe ist in cm angegeben:

Nordsaum der Alpen.

Basel 88, München 81, Kremsmünster 95, Wien 57.

Nördliche Alpenthäler.

Beatenberg 161, Schwyz 172, Einsiedeln 165, Auen 189, Isny 130, Haller Salzberg 125, Tegernsee 119, Reichenhall 124, Salzburg 110, Alt-Aussee 194.

Alpenpässe und Gipfel.

St. Bernhard 112, Simplon 90, Grimsel 222, Bernhardin 256, Splügen 152, Stelvio 231, Rigikulum 170.

Südliche Alpenthäler.

Laibach 138, Raibl 206, Görz 164, Tolmezzo 244, Cercivento 202, Feltre 179, Riva 114, Brescia 125, Lugano 157.

Aus diesen Zahlen ersieht man im allgemeinen, dass die Regenmenge zunimmt, wenn man sich von der Nordseite her den Alpen nähert, dasselbe ist auch auf der Südseite der Fall, denn Venedig hat 87, Mailand 97, Turin 95 cm jährlichen Regenfall.

Die Regenmenge erreicht in manchen Alpenthälern, namentlich jenen auf der Südseite, dann auf einigen Alpenpässen einen Betrag, der jener regenreicher tropischer Orte gleichkommt, und das drei- bis vierfache der durchschnittlichen Regenmenge Mittel-Europas ist. Die regenreichsten Orte auf der Nordseite der Alpen bleiben immer noch zurück gegen die regenreichsten Orte der südlichen Alpenthäler. Ein einfacher Zusammenhang zwischen der Seehöhe und der Regenmenge einer Alpenstation ist nicht vorhanden. Es gilt nur im Allgemeinen die Regel, dass die nach der Ebene sich theilweise öffnenden Täler, welche aber in ihrem Hintergrund schon Hochgebirg haben, die grössten Niederschlagsmengen aufzuweisen haben, während jene Täler, welche rings um von Hochgebirg umschlossen sind, eine Verminderung des Regenfalls zeigen. So hat das obere Inntal von Innsbruck bis Sils hinauf weniger Regen als der Nordrand der Alpen, ebenso hat das Wallis weniger Regen, als auf der Nordseite der Berner Alpen und auf der Südseite der Walliser Alpen fällt; dasselbe gilt vom oberen Etschthal gegenüber dem Südfuss des Ortlerstocks etc. Im ganzen ist die Vertheilung der Quantität der Niederschläge im Alpengebiet ein ziemlich complicirtes Phänomen, das in grösstem Maasse von den orographischen Verhältnissen jedes Punktes abhängt.

Eine Übersicht über die Vertheilung der Niederschlagsmengen im östlichen Theile der Alpen gibt die Regenkarte von Oesterreich, welche Sonklar in den Mittheilungen der k. k. geographischen Gesellschaft 1860 publicirt hat, über die Vertheilung der Niederschlagsmengen in der Schweiz hat Benteli eine Karte geliefert im 7. Band der schweizerischen meteorologischen Beobachtungen (Zürich 1873). Aus letzterer Karte ergibt sich als mittlere Niederschlagsmenge für das Rheingebiet 114, Aaregebiet 118, Reussgebiet 140, Limmatgebiet 134, Rhonegebiet 90, Tessingebiet 170, Inngebiet 83 cm. Die Flussgebiete sind innerhalb der Schweizer Grenzen zu verstehen. Man sieht wie die beiden Längsthäler des Rhone und des Inn die kleinsten Niederschlagsmengen haben, die mehr quer auf den Alpenkamm verlaufenden viel grössere.

Die Alpen bilden eine Grenze zwischen dem Gebiete, wo die grösste Regenmenge im Sommer fällt, zu dem ganz Mittel-Europa gehört, und jenem, wo das Maximum im Herbst eintritt, dem Ober-Italien und das Gebiet der Adria angehören. Südlich schliesst sich daran ein Gebiet mit Winterregen und trockenem Sommer, das ganz Süd-Italien und Nord-Afrika umfasst. Drücken wir die Niederschlagssummen der Jahreszeiten (December, Januar, Februar = Winter u. s. w.) in Procenten der jährlichen Regensumme aus, so erhalten wir folgende Übersicht über die jahreszeitliche Vertheilung des Regenfalls im Alpengebiete:

Gebiet	Winter	Frühling	Sommer - Herbst	
			Procente der Jahresmenge	
Nördliche Alpenthäler	19	24	37	20
Alpenkämme und Gipfel	18	25	29	28
Südliche Alpenthäler	19	23	25	33

Man sieht, wie nach Süden die relative Menge der Sommerregen abnimmt, während die Niederschläge des Herbstes zunehmen. Winter und Frühling zeigen keine Verschiedenheiten innerhalb des Alpengebietes.

Wenn wir noch das Schweizer Gebiet specieller betrachten (nach Benteli), so kommen wir zu einem ähnlichen Resultat. Da die Vertheilung auf der Nordseite der Alpen sehr überein-

stimmend ist, haben wir eine Gruppe daraus gemacht.

Fluss-Gebiete	Winter	Frühling	Sommer	Herbst
	Procenle der Jahresmenge			
Rhein-, Aare-, Reuss- und Limmatgebiet	18	25	33	24
Rhonegebiet	21	26	26	27
Tessingebiet	12	26	27	35

Während wir uns auf der Nordseite der Alpen oft eines warmen trockenen Octobers erfreuen, fallen gleichzeitig auf den Südhängen der Alpen fast tropische Regengüsse.

Die Zunahme der Bewölkung und Regenmenge mit der Annäherung gegen das Gebirge und dem Emporsteigen in demselben (bis zu einer gewissen Höhe) hat man früher durch die Anziehung erklärt, welche das Gebirge auf die Wolken ausübt, und man hört noch häufig von dieser Anziehung sprechen. Offenbar ist dies keine Erklärung, sondern nur eine Umschreibung der oben angeführten Thatsache. Wie man sich die Anziehung der Wolken durch das Gebirge vorstellen solle, welche Kräfte sie bewirken, wird nicht gesagt. Aber eine aufmerksamere Beobachtung zeigt überdies, dass die Gebirge nicht die schon gebildeten Wolken gleichsam anziehen, sondern dass sich die Wolken in der Nähe des Gebirges und an demselben selbst erst bilden. Dieselbe Luft, die durchsichtig und klar über die Niederungen hinstreicht, trübt sich durch ausgeschiedenen Wasserstaub, so wie sie an dem Gebirge hinaufsteigt, ja selbst schon in einiger Entfernung von demselben. Und wenn sie auf der andern Seite des Gebirges wieder herabsinkt, so erscheint sie nun wieder eben so durchsichtig, wie früher. Nur der Weg, den sie in der Höhe zurücklegen musste, ist durch ausgeschiedenen Wasserstaub, durch Wolken und Regenbildung bezeichnet.

Jedem Bergwanderer ist ferner die Erscheinung bekannt, dass an Gebirgshängen und Gipfeln sich oft Wolkenmassen scheinbar unbeweglich festgesetzt haben, trotz des heftigen Windes halten sie sich immer an derselben Stelle, während rings herum die Luft klar bleibt. Kommt man an die Stelle, wo die Wolke fest sitzt, so sieht man sie (als Nebel) mit

dem Wind fortziehen, und doch bleibt sie an derselben Stelle. Das kann nur geschehen, indem sich der in der bewegten Luft befindliche Wasserdampf gerade an dieser Stelle verdichtet, sowie aber der Wasserstaub von dem Wind darüber hinaus weggetragen wird, verdunstet er wieder und verwandelt sich wieder in unsichtbaren Dampf. Es ist dies also eine Stelle örtlicher Abkühlung, vor und hinter welcher sich die Luft wieder erwärmt.

Was ist nun die Ursache der Erkaltung der Luft im Gebirge? Man dachte früher, dass die Luft sich in Folge der Berührung mit den kälteren Bergabhängen beim Emporsteigen abkühlt. Das könnte aber nur die dem Boden nächsten Schichten treffen und würde höchstens einen dünnen Bodennebel hervorbringen, wie wir ihn auch in den Niederungen entstehen sehen, wo warme feuchte Luft mit kälteren Wasser- oder Sumpfflächen in Berührung kommt. In unserem Falle aber beginnt die Wolkenbildung oft schon meilenweit vom Kamme des Gebirges, und reicht jederzeit bis in eine viel grössere Entfernung, als der Einfluss der kalten Bergabhänge sich erstrecken könnte. Auch steht damit folgende Thatsache in Verbindung, die gleichfalls jedem Bergsteiger bekannt ist. Dieselbe Südluft, die unten im Thale weich und lau sich fühlt, ist auf den Höhen empfindlich kalt, viel kälter als der Erdboden daselbst. Es ist sogar eine allgemeine Wahrheit, dass auf den Höhen alle Winde kalt gefühlt werden, und dass die angenehmste Temperatur bei Windstille herrscht. Diese Abkühlung der Höhen durch Winde ist nicht allein physiologisch aufzufassen, auch die Thermometer-Ablesungen auf Berggipfeln beweisen dieselbe.

Die neuere Physik erst hat die Ursache dieser Abkühlung der Luft beim Emporsteigen erklärt. Wenn Luft aus einem Niveau wo der Barometerstand z. B. 76 cm beträgt zu einer Höhe emporsteigt (sei es an Bergabhängen oder ober einer Ebene, das ist ganz dasselbe), wo der Barometerstand nur mehr 50 cm, ist, so dehnt sie sich aus im Verhältniss, in welchem der Druck abnimmt, also im Verhältniss von 76 : 50. Die Luft, die früher den Raum eines cbm einnahm, erfüllt jetzt den Raum von mehr als $1\frac{1}{2}$ cbm. Bei dieser Ausdehnung leistet sie eine gewisse Arbeit, indem sie dabei den Druck

der umgebenden Luft zurückdrängen muss. Diese Arbeitsleistung erfolgt auf Kosten eines Theiles ihrer mit dem Thermometer nachweisbaren Wärme. Luft, die sich ausdehnt ohne Wärmezufuhr von aussen, kühlt ab. Man könnte sie aber jederzeit auf dieselbe Temperatur wieder zurückbringen, wenn man sie auf ihr früheres Volum comprimirt und dabei verhütet, dass sie während dieses Vorganges nach aussen Wärme abgibt.

Die Rechnung lehrt, dass, wenn trockene Luft emporsteigt, sie in Folge ihrer Volumänderung (Ausdehnung) für je 100 m Erhebung um 1° C. abkühlt. Hätten wir z. B. Luft in einem schlaffen Ballon eingeschlossen, welcher derselben jede beliebige Ausdehnung gestattet, aber jede Wärmeabgabe oder Wärmezufuhr von aussen verhütet, und liessen diesen Ballon emporsteigen zu 1000, 2000, 3000, 4000 und 4800 m (Mont Blanc-Höhe) so würde die darin enthaltene Luft abkühlen um respective 10, 20, 30, 40 und 45° C., Luft von 30° C., die von Genf (408 m) bis zur Mont-Blanc-Höhe in dieser Weise emporstiege, würde also bis auf -14° C. erkalten. Sowie wir sie aber denselben Weg zurück durchlaufen liessen, würde sie sich in gleichem Maasse wieder erwärmen und unten wieder mit 30° C. ankommen.

Wir sehen daraus, dass die Luft durch das blosse Emporsteigen im hohem Maasse sich abkühlt, und es wird nun klar, warum dieselbe Luft auf den Höhen des Gebirges kalt anlangt, die unten warm gewesen, und auch jenseits am Fuss des Gebirges wieder warm ankommt. Wenn nun die emporsteigende Luft Wasserdampf enthält, so muss derselbe sich verdichten, sobald die Temperatur in Folge des Aufsteigens unter den Thaupunkt der Luft sinkt. Wenn also ein feuchter Wind gegen ein Gebirge weht, so wird in seiner ganzen Masse von einer gewissen Höhe an die Wolkenbildung beginnen müssen. Daher erscheint dann die untere Wolkengrenze horizontal abgeschnitten. Je relativ feuchter der Wind, in desto geringerer Höhe beginnt die Wolkenbildung, je relativ trockener er ist (je tiefer sein Thaupunkt liegt) in desto grösserer Höhe kann sie erst beginnen. Da im Winter die Luft der Sättigung viel näher ist als im Sommer, so muss die Höhe, wo im Gebirge die

Wolkenbildung durchschnittlich beginnt, vom Winter zum Sommer steigen. Ist der Luftstrom feucht, so kann schon in grösserer Entfernung vom Gebirge die Wolkenbildung beginnen, weil schon einige hundert Meter, um welche seine oberen Schichten durch das allmälige Ansteigen des Terrains gegen das Gebirge gehoben werden, genügen, daselbst den Wasserdampf in Folge der Abkühlung zu verdichten. In dieser Weise kann sich selbst schon der Einfluss von Hügelketten durch die Wolkenbildung ober ihnen am Himmel abzeichnen.

Wenn nun der Luftstrom über das Gebirge hinüber weht, so sinkt er jenseits des Kammes wieder herab und erwärmt sich dabei wieder. In Folge dessen lösen sich die Wolken wieder auf und auf der hinter dem Winde liegenden Seite (der Leeseite) kann der Himmel heiter und blau sein, während er auf der Windseite (der Luvseite) schwer mit Wolken bedeckt und regnerisch ist. Und das unter dem Einfluss derselben allgemeinen Wetterconstellation. In dieser Weise wirken die Gebirgskämme als Wetterscheiden, der Alpenkamm bildet bekanntlich häufig eine solche Wetterscheide. Bei SO- und S-Winden haben die Südalpen Regenwetter, während oft gleichzeitig unter dem Einfluss derselben Winde auf der Nordseite heiteres und sehr warmes Wetter herrscht, und das Umgekehrte ist oft der Fall bei den nassen kühlen NW-Winden unseres Sommers; da nützt oft eine Flucht nach Süden über den Brenner oder den Splügen.

Wir verstehen jetzt auch, warum die äusseren Flanken des Gebirges, und die gegen die Niederung mehr oder minder geöffneten Alpenthäler die grössten Regenmengen erhalten, die von hohen Bergzügen rings eingeschlossenen, wenn auch höher liegenden Orte eine geringere. Sobald der Luftstrom einmal einen höheren Gebirgskamm hat überschreiten müssen, hat er schon den grösseren Theil seines Wassergehaltes dabei verloren, und kann, auch wenn er abermals zu grösseren Höhen emporgetrieben wird, nur in geringeren Maass wieder Wasser abgeben.

Die wasserreichsten Luftmassen kommen aus jener Richtung, nach welcher in kürzester Distanz ein Meer liegt, und je wärmer dieses Meer, desto dampfreicher ist die Luft, die von

da kommt. Für die Alpen sind nun alle Winde von SO über S bis gegen NW feuchte Winde, nur das Viertel von N bis O bringt trockene Luft. Die Südwinde als die wärmsten und am directesten von einen warmen Meere herkommenden sind natürlich desshalb im allgemeinen die wasserreichsten. Daher die ungeheuern Wassermengen, die in den südlichen gegen das Meer hin geöffneten Alpenthälern vom Himmel herabstürzen. Es ist auch zu beachten, dass der Südabfall der Alpen viel steiler ist als der Nordabfall, die Condensation des Wasserdampfes vom Fuss bis zum Kamm sich daher auf eine kürzere Strecke concentrirt.

Wie wir schon früher angedeutet haben, wächst, wenn auch in den Alpen sehr unregelmässig, die Regenmenge mit der Höhe bis zu einer gewissen Grenze, dann nimmt sie wieder ab. Diese Wiederabnahme ist auch physikalisch erklärlich, ja nothwendig, denn der Wassergehalt der Luft nimmt ja mit abnehmender Temperatur rasch ab, die Niederschläge müssen daher mit der Zunahme der Höhe durchschnittlich wenigstens minder ergiebig werden. In grossen Höhen fällt der Winterschnee nur mehr als feiner Staub. In welcher Höhe in den Alpen die durchschnittliche Maximal-Zone des Regenfalls liegt, hat man bis jetzt nicht constatirt. Es mangeln hiezu auch Niederschlags-Messungen in grösseren Höhen. Für den nordwestlichen Himalaya fand Hill (in Allahabad) die Höhe dieser Maximalzone in 1300 m. Sie fällt zusammen mit jener Höhe, in welcher während der Regenzeit (Juni-September) die von den Niederungen aufsteigende Luft durch die Abkühlung gerade die Temperatur ihrer Thaupunktes erreicht. Wo der feuchte Luftstrom zu erst seinen Wasserdampf bis zu Regen verdichtet, da ist der Niederschlag am stärksten.

Mit Regenmessungen wird sich wohl kaum ein Alpenreisender beschäftigen, aber Anregung zur Anstellung solcher könnte er geben. Es fehlen namentlich von grossen Höhen, die nicht eine Passlage haben, Niederschlags-Messungen.

Hingegen kann auch der Reisende selbst zum besseren Verständniss einer andern Classe von Hydrometeoren beitragen, das sind die Gewitter und Hagelwetter. Sorgfältige Beobachtungen über die Bildung derselben, namentlich von hohen den

ganzen Vorgang der Entwicklung beherrschenden Standpunkten aus sind sehr erwünscht. Es scheinen diese Phänomene namentlich von Bewegungen der Luftmassen in vertikaler Richtung begleitet zu sein, über welche die Bewegungen und das Aussehen der Wolken Aufschlüsse geben können.

Die Häufigkeit der Gewitter zeigt eine Analogie mit der Vertheilung der Regenmenge. Auch die Gewitter sind in der Aussenzone des Gebirges häufiger, als in den inneren Alpenthälern. Nach ihrer Entstehung zerfallen die Gewitter in zwei Classen. Die einen kommen aus der Ferne und ziehen mit den allgemeinen Wetteränderungen und Wirbelstürmen namentlich vom atlantischen Ocean heran, oder begleiten doch örtlich dieselben. Diese weiter verbreiteten Gewitter dringen häufig nicht in die inneren Alpenthäler ein, sondern entleeren sich an den Aussenflanken des Gebirges, im Innern desselben hat man oft bloß Regen. Die zweite Classe von Gewittern entsteht durch aufsteigende Bewegung der Luft in Folge der Erwärmung derselben an heißen windstillen Sommertagen. Diese örtlichen Gewitter (die man auch Wärmegewitter genannt hat) verweilen oft ruhig über dem Ort ihrer Entstehung oder ziehen langsam mit dem herrschenden Luftstrom fort. Sie stören das Wetter der Umgebung nicht und bringen derselben bloß abgekühlte Luft durch die radialen Winde, die unterhalb der Gewitterwolke ringsum ausgehen. In den Alpenthälern bildet sich bei ruhigerer aber feuchter Sommerwitterung oft mehrere Tage hintereinander fast zur selben Nachmittagsstunde ein Gewitter aus, das unbeweglich stehen bleibt und sich bis Abend entladet, worauf regelmässig eine erfrischte heitere Nacht und ein klarer Morgen folgt.*)

In Bezug auf die Hagelfälle, die meist die Gewitter begleiten, wäre es interessant weitere Beiträge zu liefern zur örtlichen Vertheilung derselben. Es ist bekannt, dass manche Alpentheile regelmässig verhagelt werden, während wieder andere sich einer theilweisen Immunität erfreuen.

*) Eine eingehendere Darstellung dieser Gebirgsgewitter habe ich gegeben in dem I. Bande der Mittheilungen des österreichischen Alpenvereins unter dem Titel „die Nachmittagsgewitter in den Alpenthälern“.

Die Richtung und Breite der Hagelzonen, die den Hagelwetter vorausgehenden und die dieselben begleitenden bemerkenswerthen Erscheinungen verdienen alle aufgezeichnet zu werden. Nur durch eine sorgfältige Sammlung von Thatsachen dürfen wir hoffen weitere Einblicke in die Entstehung dieser noch ziemlich räthselhaften Naturerscheinung zu erlangen.

Winde.

Die Alpenthäler haben, wie alle Gebirgsthäler, ihre eigenthümlichen Winde. Es sind dies entweder die örtlich modificirten allgemeinen Luftströmungen oder eigentliche locale Winde, welche an Ort und Stelle selbst entstehen. Wir betrachten zunächst die ersteren, müssen aber hiebei einen Blick auf die Entstehung und das Hauptgesetz der Winde überhaupt werfen.

Luftströmungen entstehen, wenn der Druck der Luft an der Erdoberfläche selbst oder in irgend einer Fläche gleichen Abstandes von derselben ungleich vertheilt ist. Die Luft strömt dann von den Orten höheren Luftdrucks zu dem Orte niedrigsten Luftdruckes. Durch die Rotation der Erde werden aber die bewegten Lufttheile von ihrer geradlinigen Bahn gegen das sogenannte »Depressioncentrum« abgelenkt und zwar nach rechts (im Sinne ihrer Bewegung) auf der nördlichen Halbkugel. Es entsteht dadurch eine kreisende Bewegung der Luft um das barometrische Minimum und zwar von rechts nach links oder entgegengesetzt dem Zeiger einer Uhr. Diese mehr oder weniger vollständigen Luftwirbel nennt man Cyclonen. Die Lufttheilchen werden durch die Erdrotation und durch die bei jeder drehenden Bewegung auftretende sogenannte Centrifugalkraft, die hier im gleichem Sinne nach rechts ablenkend wirkt, so stark von dem Ziel ihrer Bewegung abgelenkt, dass ihre Bewegungsrichtung fast rechtwinklig wird auf die Richtung gegen das Centrum kleinsten Druckes hin. Ein Beobachter, der dem Winde den Rücken kehrt, hat also das barometrische Minimum, um das die Luft kreist, zu

seiner Linken. Dieser Satz heisst auch das Buys-Balot'sche Windgesetz.

Die Alpen haben demnach Südwinde, wenn das barometrische Minimum in der Bai von Biscaya, an der Westküste von Frankreich etwa sich befindet, Westwinde, wenn dasselbe über oder nördlich von der Nordsee oder im Süden von Skandinavien auftritt, Nordwinde wenn das Minimum im Osten der Alpen sich befindet und Ostwinde, wenn ein Minimum südlich von den Alpen im Mittelmeere verweilt. Wenn das Minimum, wie dies öfter der Fall, vom atlantischen Ocean her über Skandinavien nach Russland hineinzieht, so haben die Alpen zuerst heftigen SO, dann S, SW, W und endlich NW und N. Dem Föhnsturm (S) folgt die Bise (N). Je grösser die Barometer-Differenzen benachbarter Orte von gleicher Seehöhe sind, desto grösser ist die Stärke der Luftbewegung.

Diese allgemeinen Winde nun, welche durch die ungleiche Vertheilung des Luftdruckes über Europa hervorgerufen werden, werden in ihrer Richtung je nach der Streichungsrichtung der Thäler und der Richtung der Gebirgskämme so mannigfach modificirt, dass nur ein mit den Localverhältnissen völlig vertrauter Beobachter den wahren Charakter der Luftströmung zu erkennen vermag. Die Beobachtungen über Windrichtungen in den Alpenthälern haben daher fast stets nur locales Interesse.

Ein berühmter ebenso gefürchteter als anderseits geschätzter Localwind der Alpen ist der Föhn, ein heisser, (relativ) trockener stürmischer SO- oder S-Wind. Eine Schilderung der Art des Auftretens des Föhnwindes zu geben ist hier unnöthig. Hingegen gehört die Erklärung seiner Haupt-Eigenschaften, der hohen Wärme und Trockenheit, hierher.

Es ist bekannt, dass man eben dieser Eigenschaften wegen die Ursprungsstätte des Föhn in der Sahara suchte, die ja in der Richtung liegt, aus welcher er für die Beobachter auf der Nordseite der Alpen her zu kommen scheint. Eine eingehendere Untersuchung über die allgemeinen Witterungsverhältnisse, die das Auftreten des Föhn auf der Nordseite der Alpen begleiten, hat aber gelehrt, dass der Föhn ein gewöhnlicher SO- oder S-Sturm ist (erzeugt durch ein Barometer-Minimum über

dem atlantischen Ocean), der dadurch, dass er gezwungen wird den Alpenkamm zu überwehen in den inneren Alpenthälern eine besonders hohe Wärme und grosse relative Trockenheit annimmt. Während in den Thälern des Nordhanges der Alpen der trockene heisse Föhn weht, herrscht auf der Südseite trübes regnerisches Wetter, ja oft furchtbare Regengüsse, und die Temperatur ist, ebenso wie auf den Alpenkämmen selbst, durchaus nicht hoch, häufig sogar unter dem Mittel.

Es hat sich ferner herausgestellt, dass es auch in den Thälern des Südabhanges der Alpen einen warmen trockenen Föhn giebt, hier aber ist er ein heftiger Nordwind (Nordföhn), gleichzeitig herrscht dann trübes oder regnerisches Wetter auf der Nordseite der Alpen. Noch mehr, man hat gefunden, dass es auch in andern Gebirgsländern, selbst in Grünland einen echten Föhnwind giebt. Überall ist es ein stürmisch auftretender Wind, der direct vom Gebirgskamm in die Thäler herabfällt. Dass damit die Sahara-Theorie des Föhn ein völlig überwundener Standpunkt geworden ist, braucht kaum noch beigefügt zu werden.

Wie erklärt sich aber nun die Wirkung des Gebirges, einen Luftstrom, der über dasselbe hinüberweht, trocken und relativ heiss zu machen?

Auch darüber hat die neuere Physik Aufschluss gegeben. Wir knüpfen an das früher mitgetheilte Gesetz an, dass trockene aufsteigende Luft für je 100 m Emporsteigen um 1° C. erkaltet, beim Herabsinken sich aber wieder um ebenso viel erwärmt. Dies erklärt vorerst nur, dass ein Luftstrom auf beiden Seiten des Gebirges dieselbe Temperatur haben kann, obgleich er auf dem Kamme viel kälter ist. Wenn aber die Luft Wasserdampf enthält, und das ist ja in Wirklichkeit immer der Fall, und das Gebirge ist so hoch oder die relative Feuchtigkeit der Luft so gross (mit andern Worten, ihr Thaupunkt liegt genügend hoch) dass der aufsteigende Luftstrom einen Theil seines Wasserdampfgehaltes condensiren muss, so modificirt dies die Wärme-Abnahme der Luft beim Emporsteigen wesentlich.

Um ein Gramm Wasser von einer bestimmten Temperatur

in Dampf von derselben Temperatur zu verwandeln sind 0.6 Wärmeeinheiten nöthig, d. h. man könnte mit der gleichen Wärmezufuhr die Temperatur eines ganzen Kilogramms Wasser um 0.6° C. erhöhen. Wenn der Wasserdampf wieder zu Wasser von gleicher Temperatur verdichtet wird, werden diese 0.6 Wärmeeinheiten wieder frei. Diese letztere gewöhnliche Ausdrucksweise hat oft zu Missverständnissen geführt, daher wir diesen Umstand klarer machen müssen. Wenn wir die Temperatur gesättigt feuchter Luft um ebenso viele Grade erniedrigen wollen wie die eines gleichen Quantums trockener Luft, so müssen wir ihr viel mehr Wärme entziehen als letzterer, und zwar für jedes Gramm Wasserdampf, das sich dabei verdichtet, um 0.6 Wärmeeinheiten mehr. Umgekehrt, wirkt dieselbe abkühlende Ursache auf gesättigt feuchte Luft wie auf trockene, so kühlt erstere dabei viel weniger ab, es verdichtet sich aber zugleich Wasserdampf.

Dies auf den am Gebirge aufsteigenden feuchten Wind angewendet lehrt uns, dass von dem Moment (von jener Höhe) an, wo sein Wasserdampf durch die Erkaltung (die bisher 1° C. für 100 m betrug) sich zu verdichten anfängt, diese Erkaltung langsamer wird, weil die Condensation des Wasserdampfes eine Wärmequelle für die Luft wird, aus welcher sie einen Theil ihrer Ausdehnungs-Arbeit*) bestreiten kann. Die Abkühlung erfolgt um so langsamer, je mehr Wasserdampf die gesättigte Luft enthält, d. h. je wärmer sie ist. Hier folgt die Wärmeabnahme pro 100 m für Luft, die bei verschiedener Temperaturen gesättigt feucht ist:

Temperatur	—	5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°
Abnahme für je 100 m		$0^{\circ}.69$	$0^{\circ}.63$	$0^{\circ}.60$	$0^{\circ}.54$	$0^{\circ}.49$	$0^{\circ}.45$	$0^{\circ}.41$

Während trockene aufsteigende Luft um 1° C. für je 100 m abkühlt, kühlt bei 15° mit Wasserdampf gesättigte Luft nur um einen halben Grad ab. Darin liegt nun die Erklärung der Wärme des Föhn. Die feuchte Luft, die auf der einen Seite des Gebirges emporsteigt und einen Theil ihres Wasserdampfes durch Wolken- und Regenbildung ausscheidet, kühlt langsamer ab, kommt deshalb mit höherer Wärme auf dem Kamm des Gebirges

*) Siehe Seite 232.

an. Beim Hinabsinken auf der andern Seite erwärmt sie sich aber um einen vollen Grad Cels. für je 100 m, sie kommt also jenseits im gleichen Niveau viel wärmer an.

Ich habe aus den Beobachtungen in der Schweiz gezeigt, dass in der That auf der Wind-Seite der Alpen, sei es Nord- oder Südseite (bei Süd oder Nordföhn) die Wärmeabnahme nach oben circa $0^{\circ}.5$ für 100 m beträgt, auf der dem Winde abgewendeten Seite (Föhnseite) aber 1° Cels. *) Man kann also sagen: so viele hundert Meter relative Höhe eines Gebirgskammes ein feuchter Luftstrom überweht, um so viele halbe Grade Cels. kann er jenseits wärmer ankommen, als er drüben in gleicher Höhe war.

Nehmen wir 2000 m relative Kammhöhe, so kann ein Südwind, der jenseits bloß 10° Wärme besass, auf der Nordseite als Föhn mit 20° Wärme ankommen.

Die Erklärung der grossen relativen Trockenheit des Föhn ergibt sich nun von selbst. Ein Luftstrom der sich rasch erwärmt, erscheint immer relativ trocken. In unserem speciellen Fall erkaltete der Südwind von 10° wenn er 20 hundert Meter emporstieg auf 0° circa, sein Maximum-Gehalt an Wasserdampf kann also auf dem Kamm nur 4.8 Gr pro cbm gewesen sein, was er mehr enthielt muss sich condensirt haben. Erwärmt er sich nun jenseits bis auf 20° , so könnte er 17 gr im gleichen Volum enthalten, seine relative Feuchtigkeit ist also bloß 28 Procent, und das nennen wir schon sehr trockene Luft.

Es muss noch bemerkt werden, dass die hohe Wärme und Trockenheit des Föhn nur in den inneren Alpenthälern auftritt, gegen die Niederung hinaus schwächen sich beide Eigenschaften ab, die Luftmassen mischen sich da und sinken viel langsamer nieder.

Der Süd-Föhn tritt am intensivsten auf in der Umgebung des Gotthardstockes, im Rheinthal, im Ill-Thal (Bludenz). In Innsbruck (Scirocco) ist er schon weniger warm und trocken. In den noch weiter östlich gelegenen Theilen der Alpen wird er noch weniger intensiv und seltener verspürt.

*) Zeitschrift für Meteorologie Band III Seite 573.

Der Jahreszeit nach ist der Föhn am häufigsten im Frühling, dann folgt der Winter, der Herbst und zuletzt der Sommer. In der Schweiz kommen auf jährlich circa 17 Föhnstage im Frühling nur 5 im Sommer, circa je 9 im Herbst und Winter.

Die örtliche Verbreitung des Föhn auf der Nord- wie Südseite der Alpen verdiente noch eine speciellere Untersuchung. Sammlung von Nachrichten über Häufigkeit und Intensität des Auftretens warmer trockener Winde, die vom Kamm des Gebirges herabkommen, wären daher verdienstlich.

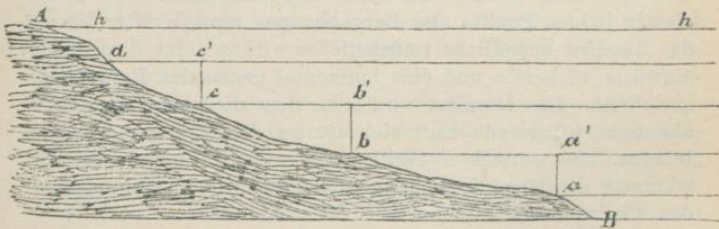
Wir kommen nun zur Betrachtung der eigenthümlichen Localwinde des Gebirges, die blos in diesem selbst auftreten. Es sind dies die sogenannten Berg- und Thalwinde (auch Tag- und Nachtwinde), regelmässig wehende Luftzüge, die in der Regel bei Tag thalwärts wehen, bei Nacht thalabwärts. Man spricht in den Ostalpen auch von Ober- und Unterwind. Diese Winde sind besonders im Gebiet der Seen auf der Nord- wie auf der Südseite der Alpen wohl bekannt. So lange keine allgemeineren heftigeren Luftbewegungen durch die allgemeine Vertheilung des Luftdruckes über Europa veranlasst werden, wehen die Localwinde mit grösster Regelmässigkeit. Etwa um 9 oder 10 Uhr Vormittags erhebt sich der thalwärts streichende Wind, erreicht bald nach Mittag seine grösste Heftigkeit und lullt nach dem (örtlichen) Sonnen-Untergang ein. Darauf beginnt ein kühler Luftzug thalabwärts, der bis nach Sonnen-Aufgang anhält. Die Thalbewohner halten meist das regelmässige Auftreten dieser Winde für ein Anzeichen, dass sich das gute Wetter hält, und umgekehrt. Nach dem eben gesagten mit einem gewissen Recht, denn ihr Ausbleiben kündigt grössere atmosphärische Störungen an, die im Gebirge selten ohne Trübung und Regen vorübergehen.

Diese tagüber die Thäler und Bergabhänge hinaufstreichenden Winde sind für die Meteorologie des Gebirges von vielfacher Bedeutung. Sie sind es, die am Nachmittag den Höhen Wasserdampf von unten zuführen, der sich bei dem Erkalten der aufsteigenden Luft condensirt und als Wolke am oder über dem dominirenden Gipfel festsetzt. Daher die vielen Cumuli, die an heissen Sommernachmittagen über allen Berggipfeln sich bilden. Durch diese aufsteigenden Winde (Saus-

sure's «Courant ascendant») concentrirt sich am Nachmittag eine grosse Menge Wasserdampf über jedem Gebirgsstock, von dem viele Thäler ausstrahlen. Ist die Luft ziemlich feucht, so bildet sich bald nach Mittag ein dichter Cumulo-Stratus über dem dominirenden Gebirgsstock und bald nach dem Eintritt des täglichen Wärmemaximums um 4 oder 5 Uhr hört man auch schon den Donner rollen. Dies ist die Entstehungsursache der zahlreichen localen Sommer-Gewitter des Gebirges.

Umgekehrt führt der nächtlich absteigende Luftzug die Feuchtigkeit wieder in die Tiefe, wobei die Wolken in der sich erwärmenden Luft sich wieder zu Dampf auflösen. Nachts und bis nach Sonnen-Aufgang sind darum die Gipfel am reinsten, und es ist darum am frühen Morgen die Fernsicht am weitesten und ungetrübtesten. Die Feuchtigkeit lagert in der Tiefe. So wie die Sonnenstrahlen den Grund der Thäler erreichen, setzt sich die Feuchtigkeit wieder in Bewegung zu ihrer täglichen Wanderung nach aufwärts.

Wie erklären sich nun diese rhythmischen auf- und niedersteigenden Bewegungen der Luft längs der Gebirgshänge? Wir wollen zuerst die Entstehung des tagüber aufsteigenden Windes betrachten was uns die folgende schematische Zeichnung wesentlich erleichtern wird:



AB. sei ein Bergabhang. Die Linie *h h* und die mit ihr parallelen tieferen sind horizontale. So lange die Temperatur gleichmässig vertheilt und Gleichgewicht in der Luft herrscht ist in allen Punkten dieser Linien der Luftdruck der gleiche, dann existirt kein Grund zu einer Luftströmung. Nun kommt die Sonne und erwärmt die ganze Luftmasse im Thal und

über dem Bergabhang. Die Wirkung der steigenden Wärme ist eine steigende Ausdehnung der Luft; dadurch wird das Gleichgewicht gestört und die Luft muss dem Bergabhang zufließen. Der Grund hiervon ist folgender: Die Luftsäule $a a'$ dehnt sich durch die Wärme aus und der Luftdruck im Punkte a' steigt desshalb, er bleibt aber constant in dem Punkte b des Bergabhanges, der in derselben Horizontalen liegt. Dasselbe gilt vom Punkte c in Bezug auf b' , von d in Bezug auf c' u. s. w., d. h. in jeder Horizontalen steigt der Luftdruck in einiger Entfernung vom Bergabhang, während er an letzterem selbst constant bleibt. Die Luft bekommt so ein Gefälle gegen den Bergabhang hin und muss demselben zuströmen.

Dazu kommt noch ein zweiter Umstand. Die am Bergabhang befindliche Luft erwärmt sich viel stärker als die in der gleichen Höhe weiter draussen befindliche, weil die Luft selbst die Wärmestrahlen wenig absorbiert und sich nur wenig erwärmt. Der Erdboden absorbiert hingegen beinahe alle auffallenden Wärmestrahlen, erhitzt sich dadurch sehr stark und theilt diese Wärme auch der auflagernden Luft mit. So ist die Luft in Berührung mit dem Boden tagüber stets wärmer als Luft in gleicher Höhe, die keine Bodenunterlage hat. Warme Luft ist aber specifisch leichter und strebt emporzusteigen. Wir haben also in jedem Punkte des Bergabhanges zwei Kräfte die auf das daselbst befindliche Lufttheilchen wirken: eine direct nach aufwärts wirkende und eine horizontal gegen den Bergabhang gerichtete. Das Resultat wird sein, dass die ganze dem Bergabhang auflagernde Luft sich längs desselben in die Höhe bewegt. So entstehen tagüber unter dem Einfluss der Erwärmung die längs der Thäler und der Berghänge aufsteigenden Thalwinde.

Wenn die Sonne untergegangen ist und die Luft, namentlich aber der Erdboden, durch Wärmeausstrahlung erkaltet, kehrt sich die Bewegung um. Die Luftsäulen $a a'$, $b b'$, etc. ziehen sich in Folge der Temperatur-Abnahme zusammen, der Luftdruck in a' sinkt gegenüber dem in b , ebenso in b' gegenüber c u. s. w. Die Luft bekommt ein Gefälle vom Bergabhang hinaus ins Freie. Da nun der Erdboden bei Nacht viel

mehr auskühlt als die freie Luft, ist die Luft längs des Bergabhanges überall kälter, als jene draussen im Freien in der gleichen Höhe. Die kalte Luft ist aber schwerer, sie fliesst darum längs des Bergabhanges ins Thal hinab und vom oberen Theile des Thales nach dem unteren. So entstehen die kühlen thalabwärts streichenden Nachtwinde.

Aus manchen die Luft stark abkühlenden Schluchten und Runsen stürzt Abends die erkaltete Luft oft wie ein Wasserfall herab.

Würde sich der Bergabhang *A B* tagüber nicht erwärmen, wie es z. B. der Fall wäre wenn er mit Schnee oder Eis bedeckt wäre, so hat die Luft keine Tendenz zum Emporsteigen, die dem Bergabhang längs der Linien *h h* nach innen zufließende Luft würde dann längs dem Bergabhang abwärts strömen, wie dies sonst bei Nacht eintritt. Dieser Fall scheint in der That auch vorzukommen, es liegen aber (wenigstens aus den Alpen) noch wenig Beobachtungen darüber vor.

Ludwig sagt in seiner Monographie über das Engadin, dass dort im Sommer die Luft regelmässig bei Tag thalabwärts fliesst. Dies wäre eine Ausnahme von der sonst allgemein bestätigten Regel. Es müsste dann im Engadin die Luft über der Thalsole wärmer sein als in gleicher Höhe an den Bergabhängen. Nur dadurch kann ein thalabwärts fließender Tagwind zu Stande kommen. Es wäre interessant die tägliche Periode unter diesen Verhältnissen (im oberen Engadin) genauer zu untersuchen.

In den »Mittheilungen« des D. u. Ö. Alpenvereins (1879 S. 27) finde ich im Gleirschthal einen zur Nachtzeit stossartig (abwärts?) wehenden Localwind erwähnt. Nähere Mittheilungen und Untersuchungen über Localwinde in den Alpen, ihre Richtung, Dauer, Temperatur, Zeit des Eintretens und Aufhörens würden wünschenswerthe Beiträge zur speciellen Meteorologie der Alpen darbieten.

Beobachtungen auf Hochspitzen.

Je unwahrscheinlicher es ist, dass wir in nächster Zeit von sehr hohen Bergspitzen regelmässige meteorologische Aufzeichnungen auch nur über die wichtigsten meteorologischen Erscheinungen erhalten werden, was nur durch Gründung eines Observatoriums auf einer derselben möglich wäre, und je wichtiger bei dem gegenwärtigen Stande der Meteorologie solche Beobachtungen erscheinen, desto wünschenswerther ist es, auch die vereinzelt Beobachtungen zu sammeln und zur Anstellung von solchen anzuregen. Namentlich Beobachtungen über die Windrichtung und Schätzungen der Stärke der Winde sind von grösstem Interesse, weil sie werthvolle Beiträge zur Theorie der allgemeinen Bewegungen der Atmosphäre liefern könnten.

Es werden jetzt von den Meteorologischen Centralstellen zu Wien, Hamburg, Paris, London etc. Karten ausgegeben, welche die Vertheilung des Luftdrucks und der Winde an der Erdoberfläche am Morgen des betreffenden Tages darstellen. Was in der Höhe vorgeht, von dem wissen wir fast nichts, und doch wäre die Kenntniss der gleichzeitigen Windrichtungen in grossen Höhen für die Theorie wie für die Praxis der Wetterprognose sehr wichtig. Es vergehen nun gegenwärtig im Sommer nur wenige Tage, an welchen nicht irgend eine höhere Alpen Spitze bestiegen wird. Würde damit stets eine Beobachtung der Windrichtung auf dem Gipfel verbunden und dieselbe in den Alpenvereinschriften publicirt, so würde ein sehr schätzbares Material für die Lehre von den Luftströmungen gewonnen. *)

*) Vielleicht könnten die Führer angeregt oder verhalten werden, bei jeder Besteigung einer Hochspitze die oben herrschende Windrichtung und deren Stärke mit Angabe der Zeit aufzuzeichnen, und diese Notizen am Schlusse der Saison der Redaction unserer Publicationen einzusenden. Es würde ein sehr werthvolles Material hiedurch zusammenkommen; die Windrichtung kann gewiss jeder Führer (es genügen die 8 Hauptrichtungen N, NO etc.) beobachten.

Wenn diese Beobachtungen am Ende eines jeden Jahrgangs tabellarisch zusammengestellt würden, so würde das wenig Raum einnehmen und die Verwerthung ungemein erleichtern. Es wäre auch sehr wünschenswerth, dass die bisherigen Beobachtungen auf Hochspitzen aus den touristischen Schilderungen excerpirt und in der angedeuteten Weise gesammelt würden. Zerstreut, wie sie jetzt sind, bleiben sie völlig unbeachtet.

Weiter sind selbst die vereinzelt Temperatur-Beobachtungen auf Hochspitzen immer vom Interesse, wenn sie mit den in dem Abschnitt Temperatur (Seite 200 und 209) auseinandergesetzten Vorsichtsmaassregeln angestellt werden. Auch die Temperaturen müssten aber tabellarisch zusammengestellt werden. Feuchtigkeitsbeobachtungen wären gleichfalls von Werth, unterliegen aber einiger Schwierigkeit, ferner Beobachtungen über Höhe der Cumuli, Wolkenbildungen überhaupt, kurz alle bemerkenswerthen atmosphärischen Erscheinungen in grossen Höhen des Luftmeeres verdienen aufgezeichnet zu werden.

Anhang.

Zur Reduction der Thermometer-Scalen.

Es sind jetzt nur mehr zwei Thermometer-Scalen in allgemeinem Gebrauch, die hunderttheilige oder Celsius'sche, welche den Abstand vom Gefrierpunkt bis zum Siedepunkt des Wassers in 100 Theile, Grade, getheilt hat und die Fahrenheit'sche, bei welcher dieser Abstand in 180 Theile getheilt ist, und der Gefrierpunkt des Wassers mit 32, der Siedepunkt desselben also mit 212 bezeichnet ist. Die Réaumur'sche Scala bei welcher der erwähnte Fundamental-Abstand in 80° Theile getheilt und der Gefrierpunkt wie bei der hunderttheiligen Scala mit 0 bezeichnet wird, ist jetzt schon gänzlich antiquirt und in keinem Lande mehr in wissenschaftlicher und wohl auch bald in praktischer Anwendung. Um aber ältere Temperatur-Angaben mit den neueren zu vergleichen, ist auch die Kenntniß dieser Scala noch wünschenswerth.

Zur bequemen Verwandlung der nach einer dieser drei Thermometer-Scalen angegebenen Temperaturen dient die später folgende Tafel. Um auch die Zehntel Grade reduciren zu können genügt die Angabe dass:

0°10 Celsius	= 0.08° Réaumur	= 0°18 Fahrenheit
0.10 Réaumur	= 0.12 Celsius	= 0.22 "
0.10 Fahrenheit	= 0.05 Celsius	= 0.04 Réaumur.

Wer einigermaassen Uebung im Rechnen hat wird die Reductionen der Thermometer-Scalen auf folgende Weise stets leicht im Kopf vornehmen:

1. Réaumur in Celsius. Man dividirt durch 8 und rückt den Decimalpunkt um eine Stelle nach rechts, d. h. setzt ihn zurück. Z. B. 12°8 R. gibt $12.8 : 8 = 16.0$ Celsius, oder 23° R. liefert $23 : 8 = 28\frac{7}{8}$ Celsius. Man lässt am besten die Hundertel

Grade weg und erhöht die Zehntel um 1 wenn die Hundertel 5 überschreiten.

2. Celsius in Réaumur. Man multiplicirt die Celsius-Grade mit 8 und rückt den Decimalpunkt um eine Stelle vor (nach links). Z. B. 16° Celsius liefern $16 \times 8 = 128$ Réaumur, 13.5 Celsius geben $13.5 \times 8 = 108.0$ R. Die Hundertel Grade bleiben weg und es werden die Zehntel um 1 erhöht (corrigirt) wenn der Betrag der Hundertel Grade 5 überschreitet.

3. Fahrenheit in Celsius. Es sind 2 Fälle zu unterscheiden. a) Positive Grade. Man zieht 32 ab, nimmt vom Rest die Hälfte und erhöht diese Zahl um ein Zehntel (wenn nöthig auch noch durch ein Hundertel) ihres Betrages. Z. B. 90° Fahrenheit gibt zunächst $90 - 32 = 58^{\circ}$. Die Hälfte ist 29, ein Zehntel davon ist 3 daher 90° Fahrenheit rund 32° Cels. Genauer:

$$\begin{array}{r} 29.0 \\ + 2.9 \\ + 0.29 \\ + 0.03 \\ \hline \end{array}$$

$$32.22$$

oder 69.8° F; $69.8 - 32 = 37.8$

Die Hälfte von $37.8 = 18.9$

$$\begin{array}{r} + 1.89 \\ + 0.19 \\ + 0.02 \\ \hline \end{array}$$

$$69.8^{\circ} \text{ F} = 21.00 \text{ Celsius}$$

b) Negative Grade. Man vermehrt die negativen Fahrenheit-Grade um 32 und verfährt dann genau so wie oben. Z. B. -4° F.

$$\begin{array}{r} 4 + 32 = 36 \\ \text{Die Hälfte} = 18.00 \\ + 1.80 \\ + 0.18 \\ + 0.02 \\ \hline \end{array}$$

$$-4^{\circ} \text{ F} = -20.00 \text{ Celsius.}$$

Wenn man die Zehntel Grade nicht mehr ganz genau braucht, so lässt sich die angegebene Rechnung bequem im Kopfe

ausführen. Sonst dient zur Reduction auch der Verwandlungsfactor $\frac{100}{180} = \frac{5}{9}$, nachdem man 32 subtrahirt oder addirt hat. Die Rechnung stellt sich z. B. so:

$$90^{\circ} \text{ F in Celsius?}$$

$$90 - 32 = 58$$

$$290 : 9 = 32^{\circ} 22$$

Da die Fahrenheit'sche Scala einen ausgedehnten Verbreitungsbezirk hat, einen grösseren sogar als jener der Celsius'schen Scala, so ist es sehr gut, sich mit der bequemen Reduction der anfänglich so schwer vergleichbar scheinenden Angaben der Temperatur nach der Fahrenheit'schen Scala vertraut zu machen.

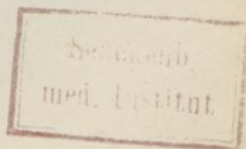
Reductionen der Fahrenheit'schen Scala in die Réaumur'sche vornehmen zu müssen wird man kaum in die Lage kommen, da wie bemerkt die Réaumur'sche Scala schon ganz antiquirt ist und man gut thut, sie gar nicht mehr zu benutzen. Die Verwandlung der Celsius'schen Grade in Fahrenheit'sche leistet die Tabelle, man kommt wohl auch sehr selten in die Lage, diese Reduction vornehmen zu müssen.

Es kann noch öfter vorkommen, dass man Aenderungen der Temperatur in Fahrenheit'schen Graden angegeben auf Celsius-Grade reduciren will. Man nimmt dann wie oben angegeben die Hälfte + ein Zehntel und eventuel noch + ein Hundertel dieser Hälfte, die Summe liefert die entsprechenden Celsius-Grade. Eine Temperatur-Aenderung von $23^{\circ} \text{ F. z. B.}$ ist gleich $11.5 + 1.15 + 0.11 = 12.76$ Celsius.

I.

Vergleichung der Thermometer-Scalen.

Cels.	Réaum.	Fahrenh.	Cels.	Réaum.	Fahrenh.	Cels.	Réaum.	Fahrenh.
-20°	-16°0	- 4°0	0°	0°0	32°0	20°	16°0	68°0
-19	-15.2	- 2.2	1	0.8	33.8	21	16.8	69.8
-18	-14.4	- 0.4	2	1.6	35.6	22	17.6	71.6
-17	-13.6	1.4	3	2.4	37.4	23	18.4	73.4
-16	-12.8	3.2	4	3.2	39.2	24	19.2	75.2
-15	-12.0	5.0	5	4.0	41.0	25	20.0	77.0
-14	-11.2	6.8	6	4.8	42.8	26	20.8	78.8
-13	-10.4	8.6	7	5.6	44.6	27	21.6	80.6
-12	- 9.6	10.4	8	6.4	46.4	28	22.4	82.4
-11	- 8.8	12.2	9	7.2	48.2	29	23.2	84.2
-10	- 8.0	14.0	10	8.0	50.0	30	24.0	86.0
- 9	- 7.2	15.8	11	8.8	51.8	31	24.8	87.8
- 8	- 6.4	17.6	12	9.6	53.6	32	25.6	89.6
- 7	- 5.6	19.4	13	10.4	55.4	33	26.4	91.4
- 6	- 4.8	21.2	14	11.2	57.2	34	27.2	93.2
- 5	- 4.0	23.0	15	12.0	59.0	35	28.0	95.0
- 4	- 3.2	24.8	16	12.8	60.8	36	28.8	96.8
- 3	- 2.4	26.6	17	13.6	62.6	37	29.6	98.6
- 2	- 1.6	28.4	18	14.4	64.4	38	30.4	100.4
- 1	- 0.8	30.2	19	15.2	66.2	39	31.2	102.2



II.

Verwandlung von Fahrenheit-Graden in Celsius-Grade.

Fahr.	Cels.	Fahr.	Cels.	Fahr.	Cels.	Fahr.	Cels.
0°	-17.8	20°	-6.7	40°	4.2	60°	15.6
1	-17.2	21	-6.1	41	5.0	61	16.1
2	-16.7	22	-5.6	42	5.6	62	16.7
3	-16.1	23	-5.0	43	6.1	63	17.2
4	-15.6	24	-4.4	44	6.7	64	17.8
5	-15.0	25	-3.9	45	7.2	65	18.3
6	-14.4	26	-3.3	46	7.8	66	18.9
7	-13.9	27	-2.8	47	8.3	67	19.4
8	-13.3	28	-2.2	48	8.9	68	20.0
9	-12.8	29	-1.7	49	9.4	69	20.6
10	-12.2	30	-1.1	50	10.0	70	21.1
11	-11.7	31	-0.6	51	10.6	71	21.7
12	-11.1	32	0.0	52	11.1	72	22.2
13	-10.6	33	0.6	53	11.7	73	22.8
14	-10.0	34	1.1	54	12.2	74	23.3
15	-9.4	35	1.7	55	12.8	75	23.9
16	-8.9	36	2.2	56	13.3	76	24.4
17	-8.3	37	2.8	57	13.9	77	25.0
18	-7.8	38	3.3	58	14.4	78	25.6
19	-7.2	39	3.9	59	15.0	79	26.1

Zur Reduction der Zehntel-Grade.

Fahrenheit	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
Celsius	0.0	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	195
Temperatur	198
Uebersicht über die Wärmeverhältnisse des Alpengebiets	202
Luftdruck	211
Bemerkungen zu barometrischen Höhenmessungen.	
I. Instrumente	212
II. Tafeln und kurze Rechnungsvorschriften	214
III. Allgemeine Betrachtungen	216
Feuchtigkeit	221
Hydrometeore	224
Winde	237
Beobachtungen auf Hochspitzen	246

Anhang.

Zur Reduction der Thermometer-Scalen	248
I. Vergleichung der Thermometer-Scalen	251
II. Verwandlung von Fahrenheit-Graden in Celsius-Grade.	252

6
1
7
2
8
3
9
4
0
6
1
7
2
8
3
9
4
0
6
1

Inhaltsverzeichnis

(Faint, mirrored text from the reverse side of the page, likely bleed-through from the next page. The text is illegible due to low contrast and mirroring.)