

Binnenland häufige Nord- und Nordostwinde ein, die zuweilen zu großer Heftigkeit anschwellen und dann unter dem Namen der Bora bekannt sind. Die Wetterlage im österreichischen Küstengebiete wird von den Änderungen in der Luftdruckvertheilung über dem Mittelmeere bestimmt und ist daher häufig von jener des österreichischen Binnenlandes abweichend. Im Sommer sinkt der Luftdruck über Osteuropa und Asien, gleicherweise auch über Afrika, während er über dem atlantischen Ocean steigt. Über dem gesammten Mittelmeer-Becken wehen dann constante nördliche Winde, so auch über dem adriatischen Meere. Sie nehmen daselbst von Norden nach Süden an Beständigkeit zu. Auch in den übrigen Theilen von Österreich-Ungarn haben sich die Winde aus der westlichen Richtung in eine mehr nordwestliche und nördliche gedreht. Speciell über Ungarn herrschen dann mehr locale Nordwestwinde entschieden vor. Sind die Nordwestwinde vom atlantischen Ocean her beständiger als gewöhnlich zur Vorherrschaft über Mitteleuropa gelangt, so bringen sie auch über Österreich-Ungarn nasses, kühles Sommerwetter. In besonders hohem Grade tritt dies ein, wenn sich ein Barometermaximum in der Gegend der britischen Inseln über dem nordatlantischen Ocean längere Zeit festsetzt, wie z. B. im Sommer 1882. Tritt eine solche Wetterlage gerade um die Erntezeit ein, so verdirbt die anhaltend nasse, kühle Witterung die Feldfrüchte, wie dies im genannten Jahre so vielfach der Fall war. Die Winde aus dem Innern des Landes, die Nordost-, Ost- und Südostwinde bedingen dagegen heiteres Wetter und hohe Sommerwärme.

Wir finden in Österreich-Ungarn drei große klimatische Typen vertreten: das Gebirgsklima in allen seinen Abstufungen, das Klima der großen Ebenen und, allerdings nicht in reiner Form, das Küstenklima. An dem Gebirgsklima mit seinen mannigfaltigen Abstufungen nehmen alle Kronländer Österreich-Ungarns theil, das Klima der großen Ebenen finden wir im Alföld vertreten, das Küstenklima am nördlichen und östlichen Ufersaume der Adria und auf den vorgelagerten Inseln. Ein reines Küsten- und Inselklima kommt wegen der großen Nähe des Festlandes und der sehr energischen Einflußnahme desselben auf das Klima des Ufers und der Inseln nicht zur Entwicklung. Nur der Leuchthurmwächter auf der einsamen Felseninsel Pelagoja könnte uns von dem Inselklima der Adria etwas berichten.

## Das Gebirgsklima.

Wenn wir in einem Berg- oder Gebirgslande uns mehr und mehr über das Meeresniveau erheben, so erleidet das allgemeine Klima, das sonst an der betreffenden Erdstelle herrscht, gewisse Abänderungen, die ihrer allgemeinen Natur nach allen Bergländern gemeinsam sind und mit der wachsenden Höhe an Intensität zunehmen. Im Besonderen aber verleiht wieder jedes Gebirge diesen allgemeinen Modificationen eine

gewisse Localfarbe, die in einer gewissenhaften Schilderung nicht übergangen werden darf, vorausgesetzt, daß uns auch Beobachtungen vorliegen, in welchen diese klimatische Individualität zum Ausdrucke kommt.

Die Abnahme des Luftdruckes mit der zunehmenden Seehöhe ist die allgemeinste, am wenigsten localen Einflüssen unterliegende Erscheinung im Gebirgsklima. Auf der strengen Gesetzmäßigkeit, mit der diese Abnahme des Barometerstandes nach oben vor sich geht, beruht ja die Möglichkeit, aus dem beobachteten Barometerstande die Seehöhe des Beobachtungsortes zu berechnen, und zwar mit großer Genauigkeit, wenn man mindestens Jahresmittel des Luftdruckes in Rechnung ziehen kann. Jede Seehöhe hat ihren bestimmten normalen Barometerstand, welcher, soweit er klimatisch von Bedeutung ist, mit hinreichender Genauigkeit sich berechnen läßt. Die jahreszeitlichen Änderungen des Luftdruckes, ja sogar die unregelmäßigen Schwankungen desselben, die übrigens mit zunehmender Seehöhe sich allmählig vermindern, sind von keiner Bedeutung für das Klima.

Eine Vorstellung von den Luftdruckunterschieden, unter welchen die Bewohner von Osterreich-Ungarn leben, geben folgende Zahlen. Am Nordufer der Adria steht das Barometer durchschnittlich bei 761·5 Millimeter; im Maximum hat es schon 784 Millimeter erreicht und ist im Minimum auf 732 Millimeter gesunken. In den tiefsten Theilen der ungarischen Niederung finden wir einen mittleren Barometerstand von 755 bis 758 Millimeter (Pancsova und Orsova). Budapest hat (in 153 Meter Seehöhe) einen mittleren Luftdruck von 748·5 Millimeter, Wien (in 175 Meter) 746·2 Millimeter. Die höchstgelegene größere Stadt Osterreich-Ungarns, Innsbruck, hat einen mittleren Luftdruck von 710 Millimeter. In den höchsten bewohnten Alpenthälern, z. B. in Vent im Ötztale ist der mittlere Luftdruck 610 Millimeter; der ständige Bewohner des Unterkunftshauses am Obirgipfel in Kärnten lebt unter einem Luftdrucke von 595 Millimeter, die Bergleute auf der Goldzeche Fleiß in Kärnten lebten unter 544 Millimeter. Dies war, wenigstens einige Jahre hindurch, der höchste ständig bewohnte Ort in den österreichischen Alpen. Hier athmet man unter nahe zwei Drittel des Luftdruckes am Meeresniveau. Der an das Höhenklima Gewöhnte merkt von diesem verminderten Drucke kaum etwas in seinem Befinden. Von Einfluß für ihn und für alle Organismen, z. B. auch für das Pflanzenleben, wird die in der verdünnten Luft sehr gesteigerte Verdunstung. Ein rascheres Abtrocknen und Austrocknen aller Gegenstände greift vielfach in die Ökonomie des Lebens ein. Das gilt allerdings nur für die Hochthäler, namentlich für jene, die durch Gebirgsumwallungen nach außen gegen das Flachland ziemlich abgeschlossen sind. Auf exponirten Gipfeln oder Gebirgshängen in gleicher Höhe setzen dagegen die Luftströmungen ihren Wasserdampfgehalt gern in andauernden Nebelbildungen ab (von unten gesehen als Wolken erscheinend), und der Bewohner solcher Höhen leidet mehr durch Nässe als durch Trockenheit.

Mit der Abnahme des Luftdruckes geht parallel auch eine Abnahme der Lufttemperatur. Die Minderung der Wärme mit zunehmender Höhe unterliegt aber, ungleich dem Luftdrucke, den mannigfaltigsten localen Modificationen, ja, im Detail verfolgt, könnte man in manchen Gebirgstheilen überhaupt daran zweifeln, daß die Wärme-Abnahme mit der Höhe ein allgemein giltiges Gesetz sei.

Im großen Ganzen haben die Beobachtungen (darunter auch jene in Osterreich-Ungarn selbst) ergeben, daß in den Bergländern Mitteleuropas die mittlere Luftwärme für je 100 Meter Höhenzunahme im Winter um  $0^{\circ}45$ , im Sommer um  $0^{\circ}70$ , im Jahresmittel um fast  $0^{\circ}6$  Celsius abnimmt. Mit anderen Worten: im Winter muß man durchschnittlich 222 Meter hinansteigen, um die mittlere Temperatur um  $1^{\circ}$  Celsius sinken zu sehen, im Sommer dagegen genügen dazu schon 143 Meter; die Wärme-Abnahme ist zu dieser Zeit wie auch im Frühling viel rascher. Die mittlere Jahrestemperatur sinkt um  $1^{\circ}$ , wenn die Höhe um 170 Meter größer wird. Es mag noch hinzugefügt werden, daß die Wärme durchschnittlich etwas langsamer abnimmt, wenn man längs einer Thalsohle hinaufsteigt, rascher, wenn man dieselbe Höhe auf einem Berggipfel erreicht.

Durch Vergleichung der Temperaturen zu Hermannstadt mit jenen auf einigen Paßhöhen der transylvanischen Alpen gegen Rumänien fanden Forscher, daß dort die Temperatur im Sommer zwar auch um  $0^{\circ}6$  für je 100 Meter Höhenzunahme sich vermindert, im Winter dagegen nur um  $0^{\circ}3$ ; ja im December muß man durchschnittlich sogar fast 900 Meter jene Paßhöhen hinansteigen, um die Temperatur gegen Hermannstadt um  $1^{\circ}$  Celsius sinken zu sehen.

Noch auffallender sind die analogen Erscheinungen in einigen Theilen der Ostalpen. In Kärnten kann man sogar beobachten, daß um die Mitte des Winters die Temperatur von den tiefsten Stellen der Thalböden aus nach aufwärts bis zu einer gewissen mittleren Höhe hin zunimmt. Dem Volke war diese bemerkenswerthe Thatsache lange bekannt, bevor sie noch durch die Temperaturaufzeichnungen constatirt werden konnte. Sie fand ihren Ausdruck in dem Sprichworte:

Steigt man im Winter um einen Stock,  
So wird es wärmer um einen Ruck.

Die strengste Winterkälte herrscht in der Niederung um Klagenfurt, im unteren Drau- und Gailthale, sowie im unteren Lavantthale. Thalaufwärts nimmt die Temperatur zu bis zu 1.400 Meter und darüber, dann erst nimmt sie wieder ab. Das Unterkunftshaus am Obirgipfel in 2.046 Meter Seehöhe, allerdings in südöstlicher Exposition, hat eine Jännertemperatur von  $-6^{\circ}4$ , welche kaum niedriger ist als jene von Klagenfurt (440 Meter). Im ganzen Gebiete der Ostalpen finden wir örtlich ähnliche Verhältnisse, doch nirgends mehr in so hohem Grade.



Aus dem Gletschergebiete.

Vorübergehend auf einige Tage, aber zuweilen sogar auf Wochen tritt die merkwürdige Erscheinung der Wärmezunahme mit der Höhe im Winter (namentlich zu Anfang des Winters) gelegentlich allgemein in den Berg- und Gebirgsländern Mitteleuropas auf. Während unten über den schneebedeckten Niederungen scharfer Frost herrscht, hat man auf den Höhen milde frühlingsartige Luft, die auch bei Nacht lau bleibt. Selbst auf dem Gipfel des Schafberges z. B. in 1.780 Meter sinkt dann mitten im Winter die Temperatur einen oder mehrere Tage lang nicht unter den Gefrierpunkt. Der Beobachter auf einer solchen Höhe sieht dann bei Tage unter sich ein weißes, wogendes Nebelmeer, aus dem nur die Berggipfel, verstreuten Inseln gleich, einsam aufragen. Er hat tiefblauen Himmel über sich und erfreut sich warmen Sonnenscheins, während den Thälern und Niederungen eine dichte Nebeldecke den Tag verkürzt und die Wälder in weiß schimmernden Raufrost kleidet.

Solche Witterungsperioden verleihen dem Winterklima der Höhen einen eigenthümlichen Reiz. Sie treten ein, wenn das Centrum eines Gebietes hohen Luftdruckes über der Gegend sich einstellt mit der dadurch bedingten Windstille und dem heiteren Himmel. Dann erkaltet die Erde sehr rasch durch Wärme-Ausstrahlung während der langen Nächte, namentlich wenn sie mit einer Schneelage bedeckt ist. Von den Bergabhängen fließt die erkaltete Luft überall den Thalsohlen zu, wo sie sich anhäuft, stagnirt und zu Nebelbildung Veranlassung gibt aus denselben Gründen, denen auch die Morgennebel des Sommerhalbjahres ihre Entstehung verdanken. Die von den Abhängen und Gipfeln nach den Niederungen abgeflossene Luft wird durch andere ersetzt, die noch nicht abgekühlt, also viel wärmer ist. Wahrscheinlich wird dann das Herabsinken der Luft aus der Höhe selbst zu einer Quelle der Wärme, wie beim Föhn, dessen Entstehung wir später besprechen wollen. Die Abhänge und Gipfel bleiben darum viel wärmer als die Thalsohlen und Thalbecken. Ein Beweis dafür, daß es die nächtliche Wärme-Ausstrahlung ist, welche die große Kälte in den Thalgründen hervorbringt, ist die Thatsache, daß gerade vor Sonnenaufgang die Wärmezunahme nach oben am bedeutendsten ist.

Wo diese Erscheinung am ungestörtesten und häufigsten eintritt, wird auch die Wärmezunahme mit der Höhe eine normale Erscheinung (während der Wintermitte), und dies ist in einem Theile der Ostalpen der Fall, namentlich in Kärnten. Die Alpenketten im Norden, Westen und Süden, ja zum Theile selbst nach Osten hin stellen sich den Luftströmungen hemmend in den Weg und die dadurch begünstigte Windstille gestattet eine ungestörte Entwicklung des beschriebenen Vorganges.

Die Wärmezunahme mit der Höhe im Winter tritt sicherlich auch in den Karpathenländern häufig auf, wenngleich darüber keine so zahlreichen und detaillirten Beobachtungen vorliegen wie aus dem Gebiete der Ostalpen. Aus Untersuchungen über die Temperaturvertheilung in der hohen Tatra geht hervor, daß auch dort Orte in 500 bis 600 Meter

Seehöhe im Jänner kälter sind, als jene in 700 bis 1.000 Meter. Im siebenbürgischen Berglande haben wir dergleichen ähnliche Beobachtungen zu erwarten. Je continentaler, dem Einflusse des Meeres entrückter ein Bergland ist, desto häufiger und andauernder wird sich diese eigenthümliche Vertheilung der Wintertemperatur einstellen.

Dagegen erfreuen sich die Abhänge in einiger Höhe über den Thalsohlen, namentlich bei südöstlicher bis südwestlicher Exposition des angenehmsten Winterklimas. Auch noch im Sommerhalbjahre genießen sie die Begünstigung, weniger von den kalten, thalabwärts ziehenden Nachtwinden und von der feuchten Kälte und Nebelbildung der Nachtstunden zu leiden, als die Thalsohlen.

Wenn wir vorhin den Reiz eines milden, heiteren, windstillen Wintertages auf einem Berggipfel hervorgehoben haben, so müssen wir nun auch hinzufügen, daß diese Witterungszustände auf einigermaßen dominirenden Höhen doch nur einige kurze Episoden des ganzen Winters bilden. Die längste Zeit hindurch herrscht heftiger Wind, und mit diesem kommt stets die Kälte. Um wie viel empfindlicher aber eine niedrige Temperatur bei starkem Winde ist als bei Windstille, weiß Jedermann. Unten im Thale herrscht die strenge Kälte bei Windstille, oben jedoch zumeist bei starkem Winde, Wärme tritt nur bei Windstille ein. Der Bewohner des Berghauses am Obir leidet deßhalb doch auch im Jänner viel mehr an Kälte als die Bewohner von Klagenfurt, obgleich die Mitteltemperaturen dann nahe die gleichen sind. Die empfindlichste Kälte kommt für die Höhen aber erst gegen Ausgang des Winters und zu Anfang des Frühling, wenn unten schon die Vegetation wieder erwacht. Der durchschnittlich heitere Winterhimmel macht dann unruhigem, fast constant trübem und schneereichem Wetter Platz. Das Frühjahr ist die schlimmste Seite des Höhenklimas, wogegen der Herbst und namentlich der Spätherbst dessen Glanzseite ist. Im Sommer findet ein öfterer Wechsel zwischen beiden statt.

So nahe und schroffe Gegensätze, wie sie auf großen Höhen zwischen einem heiteren, windstillen Sommertage und einem oft über Nacht hereinbrechenden stürmischen Regen- oder Schneetage bestehen, kennt die Niederung nicht. Jener füllt die Höhen mit Licht und ätherischem Glanze, die trockene, frische Luft regt alle Lebensgeister an, der Wanderer fühlt sich wie in einem überirdischen Reiche, frei von dem Drucke und den Sorgen des Lebens. Dieser breitet über Alles sein finsternes, feuchtes Nebel- und Wolkentuch. Der Gesichtskreis ist auf wenige Schritte eingeschränkt, der vom Sturm gepeitschte feine Regen oder Schnee dringt durch jedes Kleidungsstück und macht den Wanderer vor Frost erstarren. Aufschauend fühlt er seine Ohnmacht, die Hilflosigkeit eines einzelnen Menschenlebens hier im freien Reiche der Wolken und der Stürme.

Der Sommer (namentlich der Frühsommer) ist die Jahreszeit, wo die Temperaturunterschiede zwischen den Höhen und den Niederungen am größten sind. Man vergleicht

gern das Klima großer Höhen mit dem Polarlima. So weit dieser Vergleich überhaupt berechtigt ist, muß man ihn viel mehr auf den Hochalpensommer beziehen als auf den Winter. Das Anappenhauß der Goldzeche Fleiß in 2.740 Meter hat genau dieselbe mittlere Sommertemperatur wie Nowaja Semlja unter  $74^{\circ}$  nördlicher Breite ( $4^{\circ}$ ), und in Höhen von 3.300 Meter (10.000 Fuß) ist dieselbe schon niedriger als im nördlichsten Grönland bei  $80^{\circ}$  Breite. Die Wintertemperaturen sind dagegen weit milder (Fleiß kaum  $-9^{\circ}$ , Nowaja Semlja  $-17^{\circ}$ ; in 3.300 Meter kaum  $-13^{\circ}$ , in Nordgrönland bei  $80^{\circ}$   $-33^{\circ}$ ). Der kühle Sommer ist es, der in den Alpen von etwa 2.800 Meter Höhe an den Winterschnee nicht mehr zu schmelzen vermag und die ewigen Schneelagen und die davon ausgehenden Eisströme, die Gletscher, zur Entwicklung kommen läßt. Die mangelnde Sommerwärme ist es, welche der Obstzucht, sowie dem Getreidebau in den höheren Gebirgsthälern frühzeitig eine Grenze setzt. In den Alpenthälern von 1.400 bis 1.500 Meter Seehöhe tritt die Schneeschmelze und das Erwachen der Vegetation erst um den 21. April ein, die Kirsche blüht um den 20. Mai, die Heu-Ernte fällt durchschnittlich auf den 27. Juni. Die Kirsche reift erst gegen Ende August, das Winterkorn gleichfalls erst in der zweiten Hälfte dieses Monats, der Hafer um die Mitte des September und mit dem 10. November beginnt schon wieder die dauernde Schneedecke. Während in der Seehöhe von 600 Meter sich die Schneedecke etwa 77 Tage lang hält, währt sie in 1.300 Meter schon über 200 Tage und in 1.900 Meter etwa 250 Tage. So wird die Vegetationsperiode nach oben hin in immer engere Grenzen eingeschlossen.

Infolge des kühlen Sommers und des relativ milden Winters hat das Höhenlima eine geringere jährliche Wärme-Änderung als die darunter liegende Niederung. Zu Innsbruck z. B. beträgt der Temperaturunterschied des wärmsten ( $18^{\circ}$ ) und des kältesten ( $-3^{\circ}4$ ) Monats  $21^{\circ}4$  Celsius, zu Bent, mehr als 1.200 Meter höher, nur  $17^{\circ}3$ . Noch geringer ist die jährliche Temperaturänderung an Bergabhängen, namentlich aber auf Berggipfeln. Auf dem Schafberggipfel, der etwas niedriger ist als das Döythäl bei Bent, beträgt der Unterschied zwischen Jänner ( $-5^{\circ}4$ ) und Juli ( $9^{\circ}5$ ) nur  $15^{\circ}$ .

Wenn man die jährliche Temperaturänderung an dem Unterschiede der höchsten und tiefsten Temperatur, die überhaupt einmal im Jahre eingetreten ist, mißt, so erscheint das Gebirgsklima noch gleichmäßiger, denn die höchsten Kältegrade des Winters nehmen nach oben nur wenig oder gar nicht an Strenge zu. In Klagenfurt z. B. ist die Temperatur auf  $-30^{\circ}$  Celsius gesunken, auf dem Obir dagegen, 1.600 Meter höher, während der gleichen Jahrgänge nur auf  $-27^{\circ}5$ . Aus den gleichzeitigen Beobachtungen zu Bent und Innsbruck kann man ersehen, daß die tiefste Temperatur oben  $-26^{\circ}7$ , unten  $-22^{\circ}5$  war. Man würde sich demnach eine ganz irrige Vorstellung von dem Klima in größeren Höhen der Gebirge machen, wenn man sich vorstellen würde, daß die Extreme der Winterkälte in



Ein Regens Sturm im Hochgebirge.

gleichem Maße zunehmen, als die Temperatur besonders im Sommer mit der Höhe abnimmt. Es mag wiederholt werden: nicht die Kältegrade des Winters sind es, welche das organische Leben von der Besiedlung selbst der höchsten Alpengipfel abhalten würden, es ist der Mangel an Sommerwärme, der demselben ein gebieterisches Halt zuruft.

Die atmosphärischen Niederschläge als Regen und Schnee sind in den Bergländern stärker und häufiger als über der sie umgebenden Niederung. Vorzüglich im Sommer können wir dies beobachten. Während die Ebenen unter Hitze und Sommerdürre schmachten, thürmen sich über den Bergen in den Nachmittagsstunden die glänzenden Haufenwolken immer mächtiger empor und verschmelzen endlich zu einem dunklen Gewitterherd. Diese Gewitter entladen sich bis zum Abend bloß über den Bergen, die lechzende Ebene erhält keinen Tropfen. Höchstens daß der kühle Gewitterwind in kurzen Stößen vom Gebirge herkommend den Staub aufwirbelt und der hohe, weiße Wolkenschirm, der vom Gewitterherd nach allen Seiten sich weithin ausbreitet, eine Zeitlang die Sonne verschleiert. Nach Sonnenuntergang lösen sich alle Wolken wieder auf, über den erfrischten Gebirgsthälern wie über dem Hizedunst der Ebenen erglänzt der Sternenhimmel. Nicht selten wiederholt sich diese Erscheinung mehrere Tage hintereinander, bis endlich ein allgemeiner Wettersturz auch den Niederungen Regen und Abkühlung bringt.

Der Frühling und Sommer ist im Gebirge reich an localen Regen und Gewittern. Erst im Herbst wird das Wetter beständiger und mit dem der Niederungen viel mehr übereinstimmend.

Die Regenmessungen ergeben, daß mit der Annäherung an das Gebirge, und zwar schon in ziemlicher Entfernung, die Regenmenge zunimmt; sie steigert sich dann im Gebirge selbst mit der zunehmenden Seehöhe, aber in höchst unregelmäßiger, ganz von den Localverhältnissen abhängiger Weise. Am schönsten zeigt sich die Abhängigkeit der Regenmenge von der Seehöhe und den topographischen Verhältnissen des Landes in Böhmen. In der Mitte des böhmischen Beckens ist die Regenmenge am geringsten, sie nimmt von da nach allen Seiten gegen die Gebirgsumrahmung zu, am meisten in der Richtung gegen den Böhmerwald und das Riesengebirge. Nähert man sich von Baiern aus dem Böhmerwalde, so steigt die Regenmenge auf 120 Centimeter und darüber, sobald man den Kamm desselben erreicht hat; sie nimmt dann schrittweise wieder ab bis zu 50 Centimeter und weniger im mittleren Theile des böhmischen Beckens und steigt wieder ebenso regelmäßig bei der Annäherung an das Riesengebirge bis auf 100 Centimeter und mehr. Auf der andern Seite des Gebirges im preußischen Schlesien nimmt sie gegen das Oderthal wieder ab bis auf 50 Centimeter. Gleicherweise steigert sich in Ungarn die Niederschlagsmenge überall mit der Annäherung an die Randgebirge, ebenso in Galizien mit der Annäherung an die Nordseite der Karpathen. Die Bergländer sind die großen Regenproducenten und zugleich

Wasserspeicher für die umgebenden Niederungen. Sie entziehen den Luftströmungen ihren Wassergehalt, den dieselben den umgebenden Ebenen vorenthalten haben, ja sie erzeugen selbst in der Sommerwärme Luftströmungen, welche den Wasserdampf in die Höhe führen und dort zur Wolken- und Regenbildung verdichten. Die bewaldeten Berghänge sammeln dann in ihrem Schoße das Regen- und Schneewasser, um es langsam an die tieferen Bodenschichten abzugeben. Wo aber der Mensch mit frevelnder Hand diese natürliche Harmonie zerstört und die steilen Berghalden abholzt, schafft er sich verheerende Wildbäche, während der früher gleichmäßige Wasservorrath versiegt. Die Wolken entladen wie früher ihren Regeninhalt über den Bergen, daran kann der Mensch nichts ändern, aber die Function der Gebirge als Wasseraufsammler kann er unterdrücken und ins Gegentheil verkehren. In unseren Mittelgebirgen mag wohl die jährliche Niederschlagsmenge örtlich bis zu deren größten Höhen fortwährend zunehmen. Namentlich die Schnee- und Regenmengen der kühleren Jahreszeit erfahren hier eine Steigerung, und es zeichnen sich der Böhmerwald wie das Erzgebirge durch ihren Schneereichthum aus. Dasselbe gilt wohl für die Höhen aller unserer Mittelgebirge. In den Hochgebirgen dagegen gibt es eine Höhenregion, von der aus nach aufwärts die jährliche Niederschlagsmenge wieder abnimmt. Die Intensität (Ergiebigkeit) der einzelnen Niederschläge wird mit der Höhe geringer, und von einer bestimmten Höhenzone an kann die Zunahme der Häufigkeit diese Abnahme der Ergiebigkeit nicht mehr ersetzen. In welcher Höhe diese Grenze erreicht wird, darüber fehlen noch zureichende Beobachtungen. In den Alpen dürfte sie nicht viel oberhalb 2.000 Meter liegen. In sehr großen Höhen fällt der Winterschnee in Form feiner Eiskristalle.

Es wurde schon früher bemerkt, daß in zusammengesetzten Gebirgen, welche aus mehreren Ketten bestehen, wie die Alpen, die inneren Thäler zwischen den Außenketten viel weniger Niederschlag erhalten als die der Außenketten, auch wenn sie viel höher liegen. Besonders der Winter ist in ersteren trocken, weil die niedrig ziehenden Schneewolken zum größten Theile von den Außenketten abgehalten werden. Mit den hoch ziehenden Sommerwolken ist dies weniger der Fall, und dazu kommen dann noch die localen Gewitterregen der heißen Sommertage. In den Alpen und gleicherweise in den Thälern der hohen Tatra und in Siebenbürgen finden wir daher zumeist relativ trockene Winter, dagegen sehr ergiebige Sommerregen. Die Hauptmasse des Niederschlages drängt sich auf die warme Jahreshälfte zusammen. Es verhält sich hier also ganz anders wie in den Mittelgebirgen.

Damit hängt noch eine andere Erscheinung zusammen, welche für das Klima der Hochthäler in den genannten Gebirgen sehr charakteristisch ist. Es sind dies die vielen heiteren Tage des Winters mit einem sehr kräftigen Sonnenscheine.

Während in ganz Mitteleuropa der Winter die Jahreszeit der häufigsten trüben und ganz bedeckten Tage ist, verhält es sich in den Hochthälern umgekehrt. Der Winter ist die

Jahreszeit der meisten ganz heiteren Tage und der durchschnittlich geringsten Bewölkung überhaupt. (Die größte Bewölkung hat das Frühjahr.) Diese Thäler, von circa 1.300 Meter Seehöhe an, liegen oberhalb der Nebelschichten und niedrigen Schneewolken des Winters. Da nun die Luft sehr rein und trocken und schon mehr verdünnt ist, so ist die Sonnenstrahlung an den vielen heiteren Tagen sehr intensiv, und bei der herrschenden Windstille wird dadurch der Aufenthalt im Freien selbst bei sehr niedrigen Lufttemperaturen ganz behaglich. Windstillen sind im Winter in diesen Thälern vorherrschend, sobald einmal die dann andauernde Schneedecke sich eingestellt hat, welche alle Unterschiede der Erwärmung ausgleicht und die localen Luftströmungen unterdrückt. So kommt es, daß man diese Thäler, obgleich die mittlere Lufttemperatur des Winters sehr niedrig ist, als klimatische Winterkurorte aufsucht, wie z. B. Davos in Graubünden. Doch gibt es auch in unseren Alpen und selbst in den Centalkarpathen Hochthäler mit ähnlichen klimatischen Verhältnissen.

Auch die Luftfeuchtigkeit, soweit sie durch den Grad der Sättigung der Luft mit Wasserdampf gemessen wird, hat auf größeren Höhen der Gebirge den umgekehrten jährlichen Gang wie unten in der Niederung. Die größte relative Trockenheit findet man dort im Winter, unten in den Niederungen dagegen im Sommer, während im Winter die Luft fast stets mit Wasserdampf gesättigt und zur Nebelbildung geneigt ist. Die trockene und meist ruhige Luft macht die größere Kälte in den Hochthälern viel leichter erträglich als die milderen Frostgrade in der Tiefe. Am feuchtesten ist die Luft auf den Höhen im Frühling; es ist dies auch die Zeit der stärksten Bewölkung.

Die Gebirge hemmen die allgemeinen Luftströmungen und es herrscht daher in den Gebirgsthälern im Allgemeinen eine viel schwächere Luftbewegung als draußen auf den Ebenen. Unter besonderen Verhältnissen kann manchen Thälern allerdings dieser Vorzug durch heftige locale Zugwinde verloren gehen. Ein gewisser täglicher Rhythmus der Luftbewegung ist dagegen allen Gebirgsthälern eigenthümlich. Tagüber, mit 9 Uhr Vormittags etwa beginnend und bis nach Sonnenuntergang während, herrscht ein thalaufwärts gehender, bei Nacht (bis zum Morgen) ein thalabwärts ziehender Luftzug. Im Sommer und bei schönem Wetter sind diese Thalwinde am kräftigsten. In den Alpen führen sie oft nach den einzelnen Thälern verschiedene Namen. Am Gardasee und im unteren Etichthale nennt man den Tagwind die Dra, den Nachtwind am Gardasee Sover, Paesano. An den oberösterreichischen Seen spricht man von Unter- (Tag-) und Ober- (Nacht-) Wind. Der Eintritt dieser Winde zur richtigen Tageszeit wird überall als ein gutes Zeichen für die andauernd schöne Witterung angesehen — im Allgemeinen mit Recht, weil dies anzeigt, daß noch keine heftigeren allgemeinen Winde sich eingestellt haben. Für die Meteorologie der Bergländer sind diese periodischen Winde von großem Einfluß. Die Tagwinde, welche

überall in den Thälern und an den Berglehnen aufwärts wehen, bewirken, daß über jedem Bergstocke, von dem Thäler ausstrahlen, ein aufsteigender Luftstrom sich einstellt, der die Feuchtigkeit der Niederungen in die Höhe führt. Indem die aufsteigende Luft durch Ausdehnung erkaltet, verdichtet sich ihr Wasserdampfgehalt zu jenen glänzenden Cumuluswolken, welche an warmen Nachmittagen die Gebirgsgipfel krönen. Ist die Luftfeuchtigkeit groß, so bilden sich aus diesen Haufenwolken die localen Gebirgsgewitter, die wir schon früher erwähnt haben. Aber selbst bei trockenem Wetter bewirken die aufsteigenden Luftmassen eine leichte Trübung der Durchsichtigkeit der Luft, welche die Aussicht beschränkt. Nach Sonnenuntergang sinken umgekehrt die durch die Wärme-Ausstrahlung der Erde und namentlich auch der Vegetation erkalteten unteren Luftschichten längs den Berghängen und längs den Thälern in die Tiefe; es entwickelt sich ein allgemeines Abwärtsfließen der Luftmassen. Die tagüber gebildeten Wolken lösen sich auf, die Luft auf den Höhen wird trockener und bei Sonnenaufgang sind deßhalb die Höhen am klarsten, die Aussichtsweite am unbeschränktesten. Die Feuchtigkeit lagert nun in den Thälern als Nebeldecke oder leichter weißer Dunst, aus dem die Berge in scharfen Contouren sich erheben. So wie die Sonne höher steigt, setzen sich auch die Luftmassen aus den Thälern in Bewegung nach aufwärts, und schon vor Mittag meist erscheint am blauen Himmel als zerstreute leichte flockige Wolken, was Morgens als weißer Nebeldunst in der Tiefe über der Niederung lag.

Die Bergländer der Monarchie haben gegenüber den mehr flachen Landestheilen eine größere Häufigkeit der Gewitter, namentlich der Sommergewitter. Die östlichen Alpenländer zählen jährlich durchschnittlich etwa 22 bis 25 Gewittertage, Oberungarn und der Südfuß der Tatra, sowie Südostungarn und Siebenbürgen 22, die ungarische Ebene dagegen nur 13, Galizien 17, Böhmen und Schlesien 18. In den nach außen abgeschlossenen Thälern der Centralalpen ist die Gewitterfrequenz eine geringere und fast alle Gewitter drängen sich auf den Sommer zusammen, weil sie localer Natur sind und durch die oben beschriebenen Vorgänge bei heißem Sommerwetter entstehen. Der beschränkte Horizont des Beobachters in engen Gebirgsthälern ist natürlich auch mit daran schuld, daß weniger Gewitter zur Beobachtung gelangen als in großen weiten Thälern und am Fuße der Gebirge. Die gebirgigen Küstenländer der Adria haben sehr zahlreiche Gewitter; an der Küste selbst von 20 Gewittertagen im Jahre im Golf von Triest, bis zu 40 in der Gegend von Corfu. Es sind aber hier an der Küste die Gewitter im Herbst fast ebenso häufig wie im Sommer, und es kommen auch zahlreiche Wintergewitter vor, je weiter nach Süden, desto mehr. Landeinwärts nehmen aber die Herbst- und Wintergewitter rasch ab. In den übrigen Kronländern sind die Wintergewitter selten, am seltensten in den östlichen Provinzen. Im Norden von den Alpen haben Nordböhmen und Schlesien noch die meisten Wintergewitter.

Die höheren Gebirgszüge wirken auf die allgemeinen Luftströmungen auch derart ein, daß sie denselben gewisse Eigenschaften nehmen, andere ihnen dagegen verleihen. Weht ein feuchter Wind über einen höheren Gebirgszug, so nöthigt ihn dieser, seinen Wasserdampfgehalt auf der Seite, wo er emporsteigen muß, größtentheils als Wolken oder Regen und Schnee abzugeben. Auf der anderen Seite des Gebirgszuges ist dann dieselbe Luftströmung trocken und der Himmel blau, nur die auf den Gipfeln und Rämmen fest aufsitzenden Wolfenkappen verrathen dem kundigen Beobachter, was jenseits vorgehen mag. Der gegen das Gebirge wehende Wind ist überall der wolkenbringende, nasse Wind, der vom Gebirge herabkommende der trockene Schönwetterwind. So sind auf der Nordseite der Alpen die Südost- und Südwinde trocken, warm und heiter, während gleichzeitig auf der Südseite dann meist Regenwetter herrscht. Die Nordwestwinde des Sommers, die uns auf der Nordseite feuchtes, nasses Wetter bringen, wehen auf der Südseite als trockene Winde bei heiterem Himmel oder zerstreutem Gewölk. In Galizien, auf der Nordseite der Karpathen, sind es die Nordwestwinde, welche im Sommer oft andauernde heftige Regengüsse und Überschwemmungen bringen, auf der ungarischen Südseite sind es die Südwest- und Südwinde. Häufig hat man in Wien im Sommer andauernden heftigen warmen Südostwind bei heiterem Himmel oder leichtem Schleiergewölk, wobei große Trockenheit herrscht und die Luft mit Staub erfüllt ist. Am nördlichen und nordöstlichen Horizont sieht man dann in der Regel Gewitterbildungen und Abends heftiges Blitzen. Meist vernimmt man dann, daß heftige Gewitter mit verheerendem Gußregen oder Hagel über den angrenzenden Theilen von Mähren und Böhmen sich entladet haben oder an der niederösterreichischen Landesgrenze selbst. Die Südwinde, die in der Gegend von Wien über die Alpen herabwehen, sind hier trocken; wenn sie weiter im Norden wieder das böhmisch-mährische Scheidegebirge hinaufwehen oder schon im niederösterreichischen Waldviertel condensirt sich ihr Wasserdampf zu Gewitterregengüssen.

Auch für das nordwestliche Böhmen sind die Südost- und Ostwinde die Regen- und Gewitterwinde, bei Nordwest hingegen, der vom Erzgebirge herabweht, ist es trocken oder es fällt doch nur wenig Regen, während auf der sächsischen Seite Regenwetter herrscht. Die Bergländer Osterreich-Ungarns haben deßhalb gleichzeitig meist eine verschiedene Witterung in ihren verschiedenen Theilen; dieselbe allgemeine Witterungssituation bringt auf einer Seite trübes Wetter und Regen, auf der anderen trocken, heiteres Wetter. Nur wenn die Gegend niedrigsten Luftdruckes über einem Berglande selbst liegt, ist das Wetter meist in allen Theilen desselben schlecht, so wie allgemein schönes, ruhiges Wetter eintritt, wenn die Gegend höchsten Luftdruckes sich dorthin verlagert.

In manchen Gebirgsthälern nimmt der vom Gebirge herabwehende Wind die Eigenschaft der Trockenheit in besonders hohem Maße an, und er wird zugleich ganz



Ein Gewittersturm in der Ebene.

ungewöhnlich warm. Er führt dann die Namen Föhn oder Scirocco. Das vorarlbergische Illthäl ist diejenige Gegend in unserer Monarchie, wo der Föhn am heftigsten auftritt, als Südoststurm mit großer Trockenheit und sommerlicher Wärme mitten im Winter. Dann finden wir ihn erst wieder in der Gegend von Innsbruck, wo er den Namen Scirocco hat und wegen seines außerordentlich herabstimmenden, unangenehmen Einflusses besonders gefürchtet wird. Empfindliche Personen bekommen bei seinem Wehen Kopfschmerzen und fühlen sich zu jeder Thätigkeit unfähig. Er kommt über den Brenner herab und seine Herrschaft ist auch fast ganz auf die Umgebung von Innsbruck beschränkt, die im Angesicht der Thalspalte des Silthales liegt. Der sogenannte Scirocco von Innsbruck ist aber weit weniger trocken und warm als der Föhn zu Bludenz. Weiter nach Osten treffen wir einen schwach föhnartigen Südostwind in Salzburg und einen oft stark föhnartig auftretenden Südost- und Südwind zu Windischgarsten und Spital am Pyhrn, dort „Pyhrner Wind“ genannt. Noch weiter nach Osten werden die föhnartigen Eigenschaften der Südost- und Südwinde immer schwächer, lassen sich aber selbst in der Umgebung von Wien noch nicht ganz verkennen.

In Kärnten nennt man den warmen Südwind „Sauf“; ob es dort Örtlichkeiten gibt, wo derselbe als echter Föhn auftritt, darüber ist nichts bekannt. Im Etschthal südlich vom Brenner tritt der Nord- und Nordostwind zuweilen mit hoher Wärme und großer Trockenheit auf, ohne die Heftigkeit des eigentlichen Föhn ganz zu erreichen. Auch bei den klimatischen Curorten Arco und Riva gibt es trockene Nordwinde, welche das Thermometer steigen machen.

Aus den Carpathen sind keine Beobachtungen über Föhnwinde zur Veröffentlichung gelangt, doch kann kein Zweifel darüber bestehen, daß es auch dort solche Winde gibt, gewiß aber weniger intensiver Natur als in den Alpen. In Siebenbürgen, in der Gegend von Hermannstadt zeichnet sich der Südwind, der über den Rothenthurmpaß herüberkommt, durch große Wärme und Trockenheit aus und ist deshalb als „Rothenthurmer Wind“ volkstümlich bekannt.

Die Jahreszeiten der heftigeren Luftbewegungen und der langsamsten Temperaturabnahme mit der Höhe, das ist der Herbst und der Winter, sind dem Auftreten der Föhnwinde am günstigsten; im Sommer fehlen sie ganz oder sind doch kaum merklich.

Diese Winde bringen ihre hohe Wärme und Trockenheit nicht von weiter her, sie erlangen sie erst beim Herabsinken vom Gebirge, weil sich dabei die Luft nach physikalischen Gesetzen rasch erwärmt, und zwar um  $1^{\circ}$  Celsius für je 100 Meter. Da die Temperaturabnahme mit der Höhe stets geringer ist als dieser Betrag, so bringt die rasch herabsinkende Luft im Thale eine starke Erwärmung, und da sie nicht so rasch genügende Feuchtigkeit aufnehmen kann, erscheint sie auch als relativ trocken. Daß der Föhn nicht, wie man

früher glaubte, seine Wärme und Trockenheit aus der Sahara entlehnt, geht schon daraus hervor, daß es meist auf der Südseite der Alpen heftig regnet und kühl ist, wenn auf der Nordseite der trockene heiße Föhn herrscht, und daß es auf der Südseite der Alpen einen trockenen warmen Nordföhn gibt. Die Eigenschaften des Föhnwindes entstehen erst im Gebirge selbst und sind die einer rasch aus der Höhe herabkommenden Luftmasse. Auf den Niederungen fehlen die mechanischen Bedingungen, unter denen ein solches rasches Herab-sinken allein zustande kommen kann.

## Das Klima der großen Ebenen.

Das Klima der großen Ebenen, welches bei uns in Niederrungarn zur Geltung kommt, unterscheidet sich in mehrfacher Beziehung von dem der Bergländer. Vor allem Andern fehlt die große Mannigfaltigkeit der localen Klimagebiete, die wir in Bergländern auf kurze Entfernungen zusammengedrängt vorfinden. Während dort in demselben Thale die Exposition der Bergwände nach Nord oder Süd, Ost oder West große Verschiedenheit der Erwärmung bewirkt, fällt die Sonnenstrahlung auf die ganze weite Fläche der Niederung überall unter demselben Winkel auf und erwärmt dieselbe daher auch gleichmäßig. Aber auch die Winde, die auf der Ebene kein Hinderniß finden, bewirken eine Ausgleichung der Temperaturverhältnisse. Große Gleichförmigkeit der Wärmevertheilung ist demnach ein Charakterzug der großen Ebenen, namentlich im Vergleich zu jener in den Bergländern. Wir sehen dies auch im Alföld. Wie wenig unterscheiden sich die Jänner-temperaturen der ziemlich an der äußersten Peripherie gelegenen Orte: Budapest —  $1^{\circ}4$ , Debreczin —  $1^{\circ}9$ , Pancsova —  $0^{\circ}9$  und des etwa in der Mitte liegenden Szegedin mit —  $1^{\circ}1$ . Der Breitenunterschied von Debreczin und Budapest, beide unter  $47^{\circ}31$ , gegen Pancsova ( $44^{\circ}52$ ) beträgt aber  $2^{\circ}5$ , das ist der Breitenunterschied zwischen München und Triest und etwas mehr als jener von Salzburg und Mailand. Ebenso geringfügig sind die Unterschiede der Julitemperaturen: Budapest  $22^{\circ}2$ , Debreczin  $22^{\circ}3$ , Szegedin  $22^{\circ}8$ , Pancsova  $22^{\circ}9$  und desgleichen der mittleren Jahreswärme  $10^{\circ}9$ ,  $10^{\circ}7$ ,  $11^{\circ}3$  und  $11^{\circ}7$  in gleicher Ordnung. In Bergländern finden wir zwischen benachbarten Thälern in gleicher Seehöhe oft größere Wärme-Unterschiede. Die Temperaturverhältnisse der großen Ebenen neigen im continentalen Klima gern zu extremen Unterschieden zwischen Winter und Sommer. Die ungarische Niederung hat sich aber darüber nicht zu beklagen, Dank dem Schutze des Bergkranzes, der dieselbe im Westen, Norden und Osten umfängt und die kalten Winde aus diesen Himmelsstrichen im Winter abhält. Auch die Sommer-temperaturen sind verglichen mit denen von Südtirol und der Po-Ebene in gleicher Breite nicht hoch. Die jährliche Temperaturänderung (Unterschied der Jänner- und Julitemperatur)