# Die Verteilung des Wassers.

---

# Die Verteilung des Wassers

## über, auf und in der Erde,

und die daraus sich ergebende

## Entstehung des Grundwassers und seiner Quellen

mit einer

## Kritik der bisherigen Quellentheorieen.

Geschildert für

Tiefbautechniker, technische, Forst-, Montan- und Landwirtschaftslehranstalten,

sowie zum Selbststudium

von

**Fr. König,**
Hydrotekt.



**Jena,**
Hermann Costenoble.
1901.

# Vorwort.

Die Erscheinung und der Verlauf des Wassers in der Natur ist seit Jahrhunderten Gegenstand gelehrter Forschungen, sowie auch der Ausnutzung für die menschliche Betriebsamkeit gewesen; über den überall sich offenbarenden Kreislauf des Wassers bildeten sich die verschiedensten Meinungen, welche teils sich gegenseitig, teils auch der Wirklichkeit widersprachen. Das Ergebnis des durch viele Jahrhunderte fortgesetzten Austausches der oft hartnäckig verteidigten Ansichten, besteht in der gegenwärtig noch allgemein anerkannten Behauptung des Aristoteles, dass alles vorhandene Grundwasser durch Versickerung (Infiltration) eines Teiles der Niederschlagswasser entstehe. Auf diese Behauptung gründet sich die derzeitige Quellenlehre, wonach der Kreislauf des Wassers aus folgenden drei Vorgängen sich zusammensetzt:

1. Aus den Niederschlägen auf die Erdoberfläche.
2. Aus der Verdunstung eines Teiles dieser Niederschläge und
3. Aus dem Abflusse des anderen Teiles derselben durch Flüsse und Ströme in das Meer, wobei die Quellwasser mit dem über die Erdoberfläche unmittelbar abfliessenden Niederschlagswasser zu gemeinschaftlichem Ablaufe sich vereinigen.

Für die Praxis hat man dieses Wassergesetz in folgende einfache Form gebracht:

Von den Niederschlägen, welche im Laufe eines Jahres die Erdoberfläche erreichen, läuft

ein Drittel gleich wieder über die Oberfläche in die Bäche und Flüsse,
ein Drittel verdunstet und
ein Drittel versickert zur Speisung der Grundwasser.

Danach beträgt die von den Flüssen dem Meere zugeführte Wassermenge zwei Drittel der Niederschlagsmenge.

Diese praktische Wasserregel ist so bequem, dass sie, trotz ihres Widerstreites gegen die thatsächlichen Verhältnisse, heute noch von hervorragenden Fachleuten ihren Berechnungen zu Grunde gelegt wird. Kritischer veranlagte Rechner suchen der Wahrheit dadurch näher zu kommen, dass sie die von den Flüssen abgeführten Wassermengen schätzen und daraus sich einen Infiltrationskoeffizienten konstruieren, dessen Wert von verschiedenen zu $^1/_2$ bis $^1/_{30}$ der jährlichen Niederschlagsmenge gefunden wurde. Angesichts dieser aussergewöhnlichen Elastizität dieses Sickerkoeffizienten ist für die Praxis die oben angeführte Wasserregel des „Drittelns“ noch vorzuziehen, denn dem Widerstreite der jetzigen Quellentheorie gegen den thatsächlichen Verlauf der Wasser entgeht man weder mit der Drittel- noch mit einer anderen Teilung der Jahresniederschläge.

Ich habe eine lange Reihe von Jahren praktischer Thätigkeit im Wasserfache hinter mir und während dieser Zeit an der Hand der Wissenschaft reichlich Erfahrungen gesammelt; dabei stieg zuerst die Vermutung in mir auf, dass mit den üblichen Ansichten über den Wasserhaushalt der Natur die Wahrheit nicht erschöpft sein könne und diese Vermutung wuchs zu der Überzeugung, dass die auf Aristoteles gegründete Quellenlehre nicht alle die natürlichen Vorgänge umfasse, deren Zusammenwirken die Wasserwirtschaft der Erde darstellt, weshalb sie auch nicht zur Erklärung aller Erscheinungen im Wasserkreislaufe dienen könne.

Die ausserordentlich hohe Bedeutung, welche dem Wasser im häuslichen und gewerblichen Wirken der Menschen zukommt, das noch vielfach unbefriedigte Wasserbedürfnis einerseits, sowie die schädliche Wirkung überschüssiger Wasser andererseits, legt die Notwendigkeit nahe, die Spuren des Wasserkreislaufes nach allen Richtungen zu verfolgen, und ihn soviel als möglich dem Wohle der Menschheit dienstbar zu machen.

Zur Erreichung dieses erstrebenswerten Zieles nach Kräften beizutragen, habe ich es unternommen, meine Überzeugung von dem thatsächlichen Verlaufe der Wasserwirtschaft in diesem Buche niederzuschreiben und mit Hilfe meiner Studien zu begründen. Ich weiss, dass ich damit alteingewurzelten Vorurteilen entgegentrete, scheue auch nicht den Kampf mit diesen, indem ich sicher bin, dass ich ihn siegreich bestehen werde.

Ich halte mich nicht für unfehlbar, bin im Gegenteil gerne bereit, mich der besseren Meinung eines Anderen anzuschliessen, weshalb mir eine sachliche Kritik der von mir aufgestellten neuen Grundsätze sogar erwünscht ist, indem sie mir dazu dienen kann, den kritischen Gegenstand von allen Seiten zu beleuchten und klar zu stellen.

Das vorliegende Buch ist allgemein verständlich geschrieben, damit es in möglichst weite Kreise die Anregung zu fortgesetztem Beobachten und Forschen auf dem Gebiete des überall unentbehrlichen Wassers trage. Indem ich diesen Wunsch dem Buche auf seinem Wege zu den Lesern mitgebe, bitte ich diese um freundliche Aufnahme und Beachtung.

**Der Verfasser.**

# Inhalt.

# I. Des Wassers Kreislauf.

Das Wasser erscheint in der Natur in stets wechselnder Form: als Dampf, die ober- und unterirdische Atmosphäre erfüllend, als flüssiges Wasser, sowohl im Erdinnern die Schichten durchdringend mittels deren Spalten, Klüfte und Höhlungen, als auch auf der Erdoberfläche die Rinnsale der Grundwasserströme, die Bäche und Flüsse füllend, Seen und Meere bildend.

Mit der atmosphärischen Luft, dem Träger des Wasserdampfes, die Erde durchwandernd und sie umhüllend, von der Erde zum Himmel steigend und wieder niederfallend, vom Quell zum Meere fliessend, in ewigem Kreislaufe sich bewegend, wechselt das Wasser ebenso mannigfaltig seine Beschaffenheit, als seine Wege während dieses Kreislaufes verschiedenartige sind.

In den höchsten Schichten der oberirdischen Atmosphäre enthält diese noch Wasserdämpfe, die bei zunehmender Dichte uns auf der Erdoberfläche als Wolken und in der Nähe als Nebel erscheinen; ebenso begegnen wir unter der Erdoberfläche bis zu grossen Tiefen überall Wasserdämpfen. Den durch die Naturgesetze vorgeschriebenen Bahnen folgend, verbreitet die atmosphärische Luft die Wasserdämpfe überall dahin, wohin auch sie zu dringen vermag, wobei dieselben bald in den flüssigen, bald von diesem in den festen Zustand oder in umgekehrter Reihenfolge sich verwandeln.

Die oberen Gegenden der Hochgebirge finden wir mit ewigem Schnee und Eis bedeckt, sowie auch das Land und Meer gegen den Nord- und Südpol. Dreivierteile der Erdoberfläche werden von flüssigem Wasser überströmt, das seinen blinkenden Spiegel dem freien Himmel gegenüberstellt; ein

beträchtlicher Teil des Erdinnern ist vom flüssigen Wasser durchfeuchtet und erfüllt. Alle organischen Wesen, welche die Erde bewohnen, Menschen, Tiere und Pflanzen, zählen zu ihres Körpers Hauptbestandteilen das Wasser und verbrauchen dasselbe in grossen Mengen zu ihrem Wachstum und ihrer Erhaltung.

Die ununterbrochenen Wandlungen des Wassers aus einer Zustandsform in die andere, womit gleichzeitig immer eine Verdichtung oder Ausdehnung der Masse, sowie ein Umsatz von Wärme verbunden ist, stellen eine Arbeitsleistung dar, die sich nur durch aussergewöhnlich grosse Zahlen ausdrücken liesse. Diese Arbeitsleistung wird durch den Wärmeumsatz dabei bewirkt, indem die zur Ausdehnung erforderliche Wärme der Umgebung entnommen, und die bei der Verdichtung frei werdende Wärme wieder an die Umgebung abgegeben wird. Dieser Wärmeaustausch wird noch wesentlich erhöht durch die Verdichtungs- und Ausdehnungsvorgänge der atmosphärischen Luft, welche als Trägerin des Wasserdampfes, dessen Wandlungen gleichzeitig erduldet, Wärme empfängt oder abgiebt. Die Atmosphäre hat im Allgemeinen eine Dichtigkeit, welche mit der Entfernung vom Erdmittelpunkte abnimmt, die jedoch durch verschiedene Einflüsse, sowohl im Erdinnern, als auch oberhalb der Erdoberfläche, vielfach verändert, und deren Gleichgewichtszustand gestört wird, so dass die atmosphärische Luft in völliger Ruhe nirgends vorhanden ist, sondern sich mehr oder minder in Bewegung befindet; dabei, auf- und absteigend, beständig ihre Dichtigkeit ändert, infolge der wechselnden Schwere, d. h. der Entfernung vom Erdmittelpunkte. Der in der Luft enthaltene Wasserdampf folgt den Bewegungen derselben und ist allen Temperatur- und Druckverhältnissen derselben unterworfen. Bei diesem Wärmeaustausch mit der Umgebung findet in der oberirdischen Atmosphäre eine Wärmeabgabe in den Weltraum statt, worin unsere Erdkugel schwebt; diese Wärmeabgabe bedeutet einen Wärmeverlust für die Erde, der jedoch durch die von der Sonne gespendete Wärme wieder ausgeglichen wird. Eine Wärmeabnahme ist wenigstens seit Jahrtausenden für uns auf der Erde nicht bemerkbar. Ob aber in Wirklichkeit die Erde im Laufe vieler Jahrtausende keine Temperatur-

veränderung erleidet, ob sie allmählich sich mehr und mehr erwärmt, oder ob sie zu einer im Weltraum schwebenden Eisscholle erstarrt, dies sind Fragen, zu deren Beantwortung unser Wissen nicht ausreicht. Dagegen lässt sich mit Sicherheit behaupten, dass ein Wasserverlust der Erde in den Weltraum nicht stattfindet, denn infolge der fortschreitenden Temperaturabnahme der oberirdischen Atmosphäre mit Zunahme ihrer Höhe über der Erdoberfläche giebt es für den Wasserdampf in der Höhe der Atmosphäre eine bestimmte Grenze für dessen Verbleiben in der Luft. Sobald die Lufttemperatur unter 0° sinkt, wird Wasserdampf zunächst als flüssiges Wasser ausgeschieden, das in Lufttemperaturen unter 0° C. weiter zu Eiskrystallen sich verdichtet, die infolge ihrer Schwere wieder zur Erde zurückkehren. Eine Wasserzufuhr aus dem Weltraum ist nicht möglich, da solches hier nicht vorhanden ist.

Die Summe alles Wassers, welches in seinen 3 Zustandsformen die Erde umwallt, bedeckt und durchdringt, ist daher stets gleich gross; die ganze irdische Wassermasse hatte vor Jahrtausenden genau dasselbe Gewicht wie heute und nach abermal Jahrtausenden wird es wieder dieselbe Grösse haben. Die gleiche Wassermenge, welche als Dampf von der Erde in die Atmosphäre aufsteigt, gelangt als Thau, Reif, Regen und Schnee wieder auf und in die Erde; die Bäche, Flüsse und Ströme führen den Ozeanen nicht mehr und nicht weniger Wasser zu, als von den Niederschlägen der Atmosphäre ober- und unterirdisch zu ihrer Speisung dient. So unveränderlich die Masse, ebenso veränderlich ist die jeweilige Zustandsform des Wassers bez. ihre Verteilung je nach den klimatischen Verhältnissen einer irdischen Örtlichkeit.

Selbst in den verschiedenen geologischen Zeitabschnitten, welche durch die Schichtenbildung der Erdrinde nachgewiesen werden, war die Wassermasse dieselbe wie gegenwärtig; nur bezüglich der Erscheinung des Wassers war ein Unterschied, indem zeitweise der dampfförmige, flüssige oder gefrorene Zustand im Jahresdurchschnitt mehr oder weniger abwich von dem eines anderen Zeitabschnitts.

In der sogenannten Eiszeit stand die Erde unter dem Einflusse einer verhältnismässig geringen Erwärmung, sie war daher

in einer viel grösseren Ausdehnung als jetzt mit Eis bedeckt und demgemäss auch die in die Atmosphäre, von der Oberfläche sowohl als aus dem Erdinnern, aufsteigende Dampfmenge eine geringere, sowie auch die daraus hervorgehenden Niederschläge. Dann gab es eine Zeit, in welcher die Erdoberfläche mit noch ausgedehnteren Gewässern bedeckt war, als dies heute der Fall ist; der Dampfgehalt der oberirdischen Atmosphäre war infolgedessen ein hoher und die Wärmeausstrahlung in den Weltraum eine geringe, so dass über den Wassern feuchtwarme, schwüle Luft lagerte, die so raschen Temperaturwechseln, wie wir sie jetzt kennen, nicht ausgesetzt war. Die Wasser schwanden mehr und mehr bis die Erdoberfläche in die Periode ihrer jetzigen Bewässerung eintrat. Das trockene Land nahm im Verhältnis zur freien Wasserfläche zu, die Verdunstungs- und die Niederschlagsverhältnisse änderten sich und damit auch die Temperaturverhältnisse. Alle diese Veränderungen, welche die Entwickelung unseres Planeten bedingen, haben einen so ausserordentlich langsamen Verlauf, dass sie für uns zeitlich gar nicht bemerkbar sind.

Wir können also zum Zwecke unserer weiteren Betrachtungen die gegenwärtigen Zustände unserer Erde, insbesondere deren Atmosphäre, sowie die Verteilung des Wassers in seinen 3 Zustandsformen über, auf und unter der Erde als im allgemeinen unveränderlich annehmen, wie ja auch die Gesamtmasse alles irdischen Wassers eine unveränderliche Grösse ist.

Durch die unaufhörlichen Umbildungen des Wassers von einer Zustandsform in die andere entsteht der ununterbrochene Kreislauf, dessen Bahnen aus grossen Tiefen unter der Erdoberfläche bis in die Eisregionen der oberirdischen Atmosphäre sich erstrecken. Ein Stillstand ist in diesem Kreislauf nicht möglich, weil die Berührung der Wasser unter sich und mit den sie umgebenden anderen Materien einen fortwährenden Temperaturwechsel und dadurch Bewegung hervorrufen, abgesehen von anderen Kräften, wie Winde und Bodengefälle. Die Wärme vermag das Wasser, ohne Vermittlung von Maschinen, aus der Tiefe auf grosse Höhen zu fördern, allen sich entgegenstellenden Hindernissen zum Trotze.

Die Dämpfe, welche wir als Wolke einige tausend Meter

hoch über uns schweben sehen, haben vielleicht vor ganz kurzer Zeit, tief unter der Erdoberfläche plötzlich hervorbrechend, dem Bergmanne seine mühevolle Arbeit zerstört. Das Wasser der Ozeane, welches mit seinen aufgeregten Wellenbergen zum Schrecken der Schiffer wird, steigt in Dunstform zum Himmel und kehrt, als befruchtender Regen für Wälder und Felder zur Erde zurück, oder dringt in deren Schoss, um als erquickende Quelle in einem schattigen Waldthale ihr stilles Haus im Bergesgrunde zu verlassen und wieder dem Meere zuzueilen. Die heissen Dämpfe, welche die Geyser und Vulkane aus unerforschten Tiefen der Erde in die Atmosphären polternd ausstossen, werden von den Luftströmen weiter getragen, bis sie als Thau die grüne Erde benetzen oder mit der Luft unter die Oberfläche in die Tiefe dringen, sich ihrem Ursprungsorte wieder nähernd. So wie das Wasser einerseits unermesslichen Segen spendet durch Förderung des Wachstums und der Erhaltung der organischen Natur, durch die Wasserkräfte, welche es der maschinellen Ausnützung zur Verfügung stellt, sowie als Träger der zahlreichen Schiffe, welche den Verkehr bis zu den grössten Entfernungen vermitteln, — ebenso fürchterlich und unwiderstehlich äussert es seine Zerstörungskraft, wenn es ungebändigt die Berge herabstürzt oder seine sturmgepeitschten Wogen auf die schlechtverwahrten Ufer stürzen.

Der nimmer rastende Kreislauf des Wassers gestaltet sich je nach den ober- und unterirdischen örtlichen Verhältnissen und nach dem Wechsel der Jahreszeiten sehr verschiedenartig und selbst ein und dieselbe Örtlichkeit weist darin eine grosse Mannigfaltigkeit auf. Bei vorherrschender Kälte finden wir das Wasser häufig als Eis und Schnee; mit zunehmender Wärme wechseln mehr oder weniger starke Regenfälle mit oft anhaltender Trockenheit. Die Massen des dampfförmigen, flüssigen und festen Wassers nehmen infolge dieser Veränderungen fortwährend andere Werte an, jedoch immer in dem Masse, dass die Summe der Massen der 3 Zustandsformen immer gleich dem eisernen Bestande der Gesamtwassermasse der Erde ist.

Stillstand kennt die Natur nicht, so wenig als Vernichtung der Materie; wo wir das Eine oder das Andere zu bemerken glauben, ist dies eine Täuschung, denn in Wirklichkeit ist jeder

natürliche Vorgang des Entstehens oder Vergehens lediglich ein Umtausch von Elementen und ihrer Zusammensetzungen, gehorsam den stetig, überall und ewig wirkenden Naturgesetzen.

Die Veränderungen der Zustandsformen des Wassers, seine damit zusammenhängende Bewegung über, auf und in der Erde, wiederholen sich Jahr für Jahr mit einer gewissen allgemeinen Regelmässigkeit für jeden Ort der Erde; wesentliche Unterschiede in dem Auftreten dieser Veränderungen während einzelner Jahrgänge sind dabei nicht ausgeschlossen. Das durchschnittliche Ergebnis der Veränderungen während einer Reihe aufeinanderfolgender Jahre ist jedoch immer ein annähernd gleiches und kommt dem wirklicheu Durchschnitt um so näher, je grösser die Zahl der Jahrgänge ist, so dass eine bestimmte Gesetzmässigkeit im Kreislaufe des Wassers nicht zu verkennen ist.

Die Regelmässigkeiten im Verlaufe der irdischen Wasserwirtschaft hat man längst aufmerksam verfolgt, und in ihrer Erscheinung auch festgestellt, aber über die Gesetze, nach welchen die Natur diese Erscheinungen regelt, hat man seit dem Altertume bis jetzt die verschiedensten, oft einander gerade entgegengesetzten, Behauptungen aufgestellt. Die in der Gegenwart herrschende Meinung über die Gesetze des Wasserkreislaufes, das Ergebnis der vorangegangenen Meinungsstreitigkeiten, befriedigt bei näherer Beleuchtung auch nicht das Verlangen nach Klarheit und Sicherheit in der Erkenntnis der fraglichen Gesetzmässigkeit. Man behilft sich heute noch mit Annahmen, die nicht einmal mit den unserer Beobachtung zugänglichen Vorgängen in der Natur übereinstimmen, diesen sogar widersprechen; wir sind daher jetzt noch weit entfernt davon, den Spuren des Wasserkreislaufes mit Sicherheit folgen, und uns denselben gleichsam dienstbar machen zu können.

Die Wasserbewegung der Erde äussert sich durch die Wasserverdunstung und deren Niederschlag aus der ober- und unterirdischen Atmosphäre, sowie durch das Abfliessen des flüssigen Wassers infolge seiner Schwere. Diese Vorgänge können unserer Beobachtung teils gar nicht, teils mehr oder weniger unterworfen und ihr Wirken zahlenmässig festgestellt werden. Die Niederschläge aus der Atmosphäre, sei es in Form von Regen, Schnee, Reif und Thau, können, soweit sie aus

der oberirdischen Atmosphäre kommen, ziemlich genau ermittelt werden, ebenso auch die über die Erdoberfläche aufsteigende Dunstmenge, einschliesslich des Wasserverbrauches für Pflanzen, Menschen und Tiere. In dieser Richtung ist schon ziemlich reiches Beobachtungsmaterial gesammelt, allerdings noch lange nicht ausreichend, sowohl für die Vorgänge in den Kulturländern, als noch viel weniger für die der Kultur noch nicht erschlossenen Länder. Der Verlauf des flüssigen Wassers kann, soweit derselbe oberirdisch stattfindet, beobachtet und wenigstens annähernd richtig bestimmt werden, und sind auch darüber, besonders in den Kulturländern, schon viele Aufzeichnungen vorhanden. Die unterirdischen Vorgänge entziehen sich im Allgemeinen unserer Beobachtung und können wir nur aus deren Einwirkung auf die oberirdischen Vorgänge Schlüsse ziehen auf den Anteil, welchen sie an dem Kreislaufe des Wassers haben.

Als einheitliches Mass für die Grösse der Verdunstungen, der Niederschläge und der Wasserläufe giebt man die Höhe einer Wasserschicht an, in welcher die aus den Verdunstungen, Niederschlägen und Wasserläufen innerhalb einer bestimmten Zeit sich ergebende Wassermenge eine wagrechte Ebene von bestimmter Ausdehnung bedecken würde. Behufs Vergleichung der drei verschiedenen Maasse untereinander, bezieht man sie alle drei auf die Grösse des in Betracht kommenden Niederschlaggebietes, bezw. auf dessen Einheit. Die Angabe einer Niederschlagsverdunstungs- oder Ablaufhöhe von x mm bedeutet daher, dass auf die Flächeneinheit des zugehörigen Niederschlagsgebiets die betreffende Höhe x mm an Verdunstung, Niederschlag und Ablauf der Gewässer zu rechnen sei.

Bei Aufstellung der Bilanz bezüglich der Wasserwirtschaft der Erde wird obige Masseinheit auch angewendet, und bei dieser allgemeinen Wirtschaftsgleichung auch die Verteilung des Festlandes im Verhältnis zur Meeresfläche zum Ausdruck gebracht.

Mit Rücksicht auf den Grundsatz, dass die Wassermasse der Erde immer gleiche Grösse hat, einerlei wie die Massen der 3 Zustandsformen sich ändern, ferner inbetracht der Thatsache, dass das Wasser der Meere, die Beschaffenheit der Atmosphäre, sowie der Verlauf der Gewässer des Festlandes

im Durchschnitt einer langen Reihe von Jahren immer einen gleichbleibenden Wert hat, kann man sich die Bilanz der Wasserwirtschaft auf folgende Weise darstellen.

1. Die Meere.

Die Wasserabgabe der Meere besteht:

a) In den unterseeischen Abflüssen nach dem Erdinnern, die mit *Ma* bezeichnet werden.

b) In der Verdunstung vom Meeresspiegel in die oberirdische Atmosphäre, mit $Mv$ = Meeresverdunstung bezeichnet.

Die Wassereinnahme setzt sich zusammen:

a) Aus den Niederschlägen der oberirdischen Atmosphäre auf die Meeresfläche.

b) Aus den Zuflüssen von dem Festlande, welche einesteils durch die Oberflächengewässer, wie Bäche, Flüsse und Ströme, andernteils durch unterseeisch vom Festlande austretende Grundwasser dem Meere zugeführt werden. Die unter a) angeführten Meeresniederschläge sollen mit $Mn$, die unter b) genannten Meereszuflüsse mit $Mz$ bezeichnet werden. Für das Gleichgewicht im Wasserhaushalte der Meere ergiebt sich demnach folgende Gleichung, die ich als „Seegleichung“ bezeichne $Mv + Ma = Mn + Mz$.

2. Das Festland.

Die Wasserabgabe besteht:

a) In den von der Erde in die oberirdische Atmosphäre aufsteigenden Dunstmengen, die teils von den Verdunstungen der befeuchteten Erdoberfläche, teils von den durch das Pflanzenwachstum sich ergebenden Ausdünstungen, teils von den aus dem Untergrunde aufsteigenden Dämpfen herrühren; diese Landesdunstmengen werden mit $Lv$ bezeichnet

b) In dem Abfluss der Gewässer in die Meere, der teils oberirdisch, teils unterirdisch stattfindet und unter 1 b) schon als Meereszuflüsse mit $Mz$ bezeichnet wurde.

Der Wasserempfang besteht:

a) In den Niederschlägen, die aus der oberirdischen Atmosphäre erfolgen und teils die Erdoberfläche treffen;

teils in der unterirdischen Atmosphäre erst sich ergeben und das Erdinnere benetzen; sie werden als Landesniederschläge mit $Ln$ bezeichnet.

b) In den unterseeischen Zuflüssen des Meeres nach dem Erdinnern, die schon unter 1 a) als Meeresabflüsse mit $Ma$ bezeichnet sind.

Für das Gleichgewicht im Wasserhaushalte des Festlandes besteht daher folgende Gleichung, als „Landgleichung“ benannt: $Ln + Ma = Lv + Mz$.

Die Wirtschaftsgleichung für die ganze Erde, die Erdgleichung erhält man durch Addition der Land- und Seegleichung, nämlich:

$$\begin{array}{lll} & Ln + Ma = Lv + Mz & \text{Landgleichung} \\ & Mn + Mz = Mv + Ma & \text{Seegleichung} \\ \hline \text{Summe} & = Mn + Ln = Mv + Lv & \text{Erdgleichung.} \end{array}$$

Durch Umstellungen erhält man folgende veränderte Gleichungen:

$$(Ma - Mz) = (Lv - Ln) = (Mn - Mv)$$
$$(Mz - Ma) = (Ln - Lv) = (Mv - Mn)$$

Daraus geht hervor:

1. Sind die Meeresniederschläge $Mn$ grösser als die Meeresverdunstungen $Mv$, so sind
2. die Landesverdunstungen $Lv$ grösser als die Landesniederschläge $Ln$; und
3. die Meeresabflüsse $Ma$ grösser als die Meereszuflüsse $Mz$,

sowie umgekehrte Grössenunterschiede eintreten, wenn $Mv$ grösser als $Mn$.

Ferner bestehen die Landesniederschläge $Ln$ aus den oberirdischen $\frac{o}{Ln}$, welche messbar, und aus den unterirdischen $\frac{Ln}{u}$ die nicht messbar sind, und aus der Landgleichung erhält man daher

$$\left(\frac{Ln}{u} + Ma\right) = Lv + Mz - \frac{o}{Ln}$$

und

$$\frac{Ln}{u} = \left(Lv - \frac{o}{Ln}\right) - (Ma - Mz)$$

oder

$$= (Mz - Ma) - \left(\frac{o}{Ln} - Lv\right)$$

sowie $$\frac{Ln}{u} = \left(Lv - \frac{o}{Ln}\right) - (Mn - Mv)$$

oder $$= (Mv - Mn) - \left(\frac{o}{Ln} - Lv\right).$$

Aus obiger Gleichenzusammenstellung ergeben sich nachstehende Folgerungen:

Die Summe der unterirdischen Vorgänge $\left(\frac{Ln}{u} + Ma\right)$ wird kleiner, wenn Landesverdunstung $Lv$, sowie Meereszuflüsse $Mz$ abnehmen, dagegen die oberirdischen Landesniederschläge zunehmen; $\left(\frac{Ln}{u} + Ma\right)$ wird gleich Null, wenn $Lv + Mz = \frac{o}{Ln}$ wird oder was dasselbe, wenn $Lv = \frac{o}{Ln} - Mz$.

Da aber die Summe $\left(\frac{Ln}{u} + Ma\right)$ nie bis zu Null herabsinken kann, weil unterirdische Landesniederschläge immer vorhanden sind, wären sie auch noch so gering, so kann demnach auch der Wert von $Lv$ nicht bis zu dem von $\left(\frac{o}{Ln} - Mz\right)$ herabsinken. Wir haben also für die Landesverdunstung ein bestimmtes Mindestmass.

Die unterirdischen Landesniederschläge $\frac{Ln}{u}$ [1]) nehmen ab, je grösser $\frac{o}{Ln}$ gegenüber $Lv$, sowie $Ma$ gegen $Mz$ und $Mn$ gegenüber $Mv$ ist; da $\frac{Ln}{u}$ nie bis zum Nullwerte herabsinkt, so muss auch $\left(Lv - \frac{o}{Ln}\right)$ immer grösser sein als $(Ma - Mz)$ und als $(Mn - Mv)$, wodurch diese Differenzwerte auch einen bestimmten Grenzwert erhalten.

Die Meeresniederschläge, die Meeresverdunstungen, die

---

[1]) Die unterirdischen Landesniederschläge $\frac{Ln}{u}$ sind diejenigen, welche aus der unter die Erdoberfläche absinkenden Aussenluft im Untergrunde entstehen; sie rühren also auch aus der Feuchtigkeit der oberirdischen Atmosphäre her. —

oberirdischen Landesniederschläge, die Landesverdunstungen, sowie ein Teil der Meereszuflüsse, nämlich die sichtbaren Wasserläufe, können von uns beobachtet und gemessen werden, während die übrigen Vorgänge, wie die unterseeischen Meeresabflüsse und Zuflüsse, sowie die unterirdischen Landesniederschläge unserer unmittelbaren Beobachtung entzogen sind. Die Bewegung der Grössenverhältnisse dieser nicht messbaren Vorgänge kann daher nur aus ihren Beziehungen zu den messbaren mehr oder weniger genau gefolgert werden.

Zur Zeit sind aber die angestellten Beobachtungen und Messungen der fraglichen Vorgänge selbst in den Kulturländern noch sehr lückenhaft; in dieser Beziehung ist noch ausserordentlich Vieles, und auf eine Reihe aufeinanderfolgender Jahre ausgedehnt, zu leisten, bis man festen Grund unter sich fühlt, auf dem das Gebäude der Wasserwirtschaft der Erde mit Sicherheit aufgebaut werden kann. Die bisher schon gewonnenen Messungen und Beobachtungen gestatten aber heute schon die Behauptung, dass die zur Zeit noch allgemeingiltigen Anschauungen über den Kreislauf des Wassers den thatsächlichen Verhältnissen gar nicht entsprechen.

Von den Hydrotekten wird heute noch, mit wenigen Ausnahmen, den Berechnungen für Wassergewinnungsanlagen die alte Regel zu Grunde gelegt, dass von den oberirdischen Niederschlägen ein Drittel verdunstet, ein Drittel in den Boden versickert zur Speisung der Grundwasser, und ein Drittel über die Erdoberfläche abläuft und unmittelbar in die Bäche und Flüsse gelangt. Mit den letzteren vereinigen sich ebenfalls die als Quellen austretenden Grundwasser. Unterseeische Meeresabflüsse nach dem Erdinnern, sowie unterirdische Landesniederschläge werden oft gar nicht einmal geahnt, und wenn dies der Fall, als eine zu vernachlässigende Grösse betrachtet. Das Erdinnere kommt bei diesen auf der ausgetretenen Bahn weiterziehenden Wassertechnikern nur insofern in Betracht, als es zur Aufnahme und Weiterleitung der nach ihrer Meinung überall durchdringenden Sickerwasser dienen könnte.

Die Verdunstung wird einfach auf $^1/_3$ der Niederschläge beschränkt, obwohl die von dem Pflanzenwachstum allein ausgehende Verdunstung im allgemeinen schon viel mehr als ein

Drittel beträgt. Ebenso wird unseren fliessenden Gewässern als Wasserförderung einfach ein Drittel der Niederschläge zudiktiert, ohne Rücksichtnahme auf die thatsächlichen Verhältnisse uud besonders auf die unsichtbar dem Meere zufliessenden Grundwasser. Was nicht augenscheinlich und greifbar, das wird kurzweg als nicht vorhanden betrachtet. Der häufig auffallende Widerspruch zwischen den Ergebnissen der Drittelrechnung und der Wirklichkeit war schon Veranlassung zu Verbesserungsversuchen der antiquierten Kunstregel, indem man die durch Quellen und andere Grundwasser des Binnenlandes den fliessenden Gewässern zugeführten Wassermengen nach örtlichen Erfahrungen und Messungen zu bestimmen suchte und sich daraus einen Lokalkoeffizienten für das Verhältnis der abfliessenden Wassermengen zu den Jahresniederschlägen konstruierte, der statt des Drittels in Rechnung gestellt wird. Dies ist der ganze Fortschritt, der bis jetzt in der Erkenntnis des Wasserkreislaufes zu verzeichnen ist und dessen Wert man daraus erkennen kann, dass für den erwähnten Lokalkoeffizienten, je nach der Anschauung des Konstrukteurs desselben, Werte gefunden wurden, welche zwischen $^1/_2$ bis $^1/_{30}$ Teil der oberirdischen Niederschläge schwanken.

Dieser unklare, gänzlich unsichere Standpunkt bezüglich des Wasserkreislaufes ist heute noch derjenige vieler Praktiker und wissenschaftlich arbeitender Männer, obgleich mehr Licht in dem so schlecht beleuchteten Wassergebiete schon längst dringendes Bedürfnis ist.

In den folgenden Abschnitten werde ich Schritt für Schritt, von Abschnitt zu Abschnitt, meine Gedanken über alle die Wasserwirtschaft der Erde berührenden Vorgänge entwickeln, und damit meinen Behauptungen über das Zusammenwirken aller Einzelvorgänge im Wasserhaushalte der Erde die nötige wissenschaftliche und thatsächliche Unterlage sichern, sowie die Aufstellung einer Wirtschaftsbilanz ermöglichen. —

---

## II. Die Natur des Wassers.

In der alten Zeit, da man die Erde aus vier Elementen — Erde, Wasser, Luft und Feuer — bestehend sich dachte, glaubte man, das Wasser sei durch Verdichtung der Luft entstanden, was zum Teil sogar der Wirklichkeit entspricht, jedoch nur in dem Sinne, dass eben in der Luft schon Wasserdampf vorhanden ist, der durch Verdichtung ausgeschieden und flüssig wird. Andere meinten, das Wasser entstehe aus Erde und könne wieder zu Erde werden, da bei der Destillation des Wassers erdige Rückstände sich ergaben; Lavoisier wies jedoch im Jahre 1770 nach, dass diese Rückstände nur zufällige Beimengungen seien. Lavoisier erkannte auch zuerst den Sauerstoff, sowie dass derselbe ein Bestandteil des Wassers und dieses überhaupt kein Element, sondern ein zusammengesetzter Stoff sei. Nach weiteren Untersuchungen Lavoisiers in Gemeinschaft mit anderen Gelehrten wurde festgestellt, dass das reine Wasser aus 88,80 Gewichtsteilen Sauerstoff und 11,2 Gewichtsteilen Wasserstoff bestehe, welches Verhältnis 1 Raumteil Sauerstoff und 2 Raumteilen Wasserstoff entspricht. In der Chemie bezeichnet man diese Verbindung mit $H_2O$.

Das in der Natur sich vorfindende Wasser ist nie chemisch rein, weil sowohl Gase, als auch flüssige und feste Stoffe meistens in Wasser löslich sind, und das Wasser mit dem einen oder anderen dieser Stoffe in Berührung kommt. Selbst das der Atmosphäre entstammende Regenwasser enthält Spuren von Ammoniak, Salpetersäure und organischen Stoffen; nur durch Destillation kann man chemisch reines Wasser erhalten. Solches Wasser ist farblos, ohne Geruch und ohne Geschmack; nur bei hohem Wasserstande zeigt es bläuliche Färbung.

Das spezifische Gewicht des Wassers bei 760 mm Barometerstand und $+4^0$ C. Temperatur ist gleich 1,0 und da die atmosphärische Luft unter demselben Luftdrucke von 760 mm bei $0^0$ C. Temperatur ein spezifisches Gewicht von 0,0013 hat, (bezogen auf dasjenige des Wassers $= 1{,}0$), so ist das Wasser 800 mal schwerer als die Luft der Atmosphäre. Das Gewicht eines Kubikcentimeters reinen Wassers von $+4^0$ C. Temperatur

und bei 760 mm Barometerstand, bildet die Einheit unseres Gewichtssystems und wird als 1 g bezeichnet; 1000 ccm = 1 l = 1000 g = 1 kg. 1000 l = 1 cbm = 1000 kg. —

Die Gase vermag das flüssige Wasser in grosser Menge aufzunehmen und zwar in um so grösserem Masse, je niedriger seine Temperatur und je höher der Druck auf ihm lastet. Aus der atmosphärischen Luft nimmt das flüssige Wasser den Sauerstoff begierig auf, beim Gefrieren giebt es ihn jedoch wieder ab; aus diesem Grunde führen die Abflüsse der Gletscher erst in grösserer Entfernung von diesem Fische. Ebenso wird auch Kohlensäure bei niedriger Temperatur und grossem Drucke in erhöhtem Masse vom flüssigen Wasser verschluckt und beim Gefrieren wieder ausgeschieden; Ammoniak, Chlorwasserstoff, Chlor, Stickstoff, Wasserstoff und schwefelsaure Gase werden vom Wasser aufgenommen, es eignet sich so ziemlich alle ihm in der Natur begegnenden Luftarten an. Der Gehalt des Wassers an Kohlensäure giebt ihm die erquickende Frische, verbunden mit einem wohlthuenden Einfluss auf den Magen.

Das Wasser löst auch die festen Stoffe auf, besonders greift Wasserdampf, wenn er mit schwefligen Dämpfen vermischt ist, alle Gesteine an. Mit Hilfe der Kohlensäure löst das Wasser die kohlensauren und schwefelsauren Alkalien, es greift alle Mineralien an, mit Ausnahme der Edelmetalle, des Diamants und des Graphits. Am häufigsten findet man im Wasser die Auflösungen des doppeltkohlensauren Kalkes, Natron und andere Alkalien. Die Menge der Kalk- und Magnesiasalze im Wasser bestimmen dessen Härte, zu deren Massstab man den Gehalt von 1 Gewichtsteil Alkali in 100000 Gewichtsteilen Wasser als 1 Härtegrad bezeichnet; in Frankreich und England hat man ein anderes Verhältnis als Einheit angenommen, so dass 5 englische Härtegrade gleich 4 deutschen sind, sowie 10 französische gleich 5,6 deutschen sind.

In hartem Wasser kochen Speisen schwerer weich als in weichen Wassern; Seife verwandelt sich darin in unlösliche Kalkseife, welche gerinnt, und je härter ein Wasser ist, desto mehr Seifenlösung muss man zuschütten, um die im Wasser gelösten Alkalien zu binden, wonach erst durch weiteren Zusatz von Seifenlösung und Rütteln und Schütteln des Wassers Seifen-

schaum sich bildet. Man hat damit ein einfaches Mittel zur Hand, den Härtegrad eines Wassers annähernd kennen zu lernen. Durch das Kochen harter Wasser wird die darin enthaltene freie Kohlensäure ausgetrieben, und in demselben Masse werden die darin enthaltenen Kalk- und Magnesiasalze unlöslich und als Niederschlag aus dem Wasser geschieden, wodurch der sehr lästige und schädliche Kesselstein entsteht. Durch das Kochen werden aber nicht alle im Wasser gelösten Salze gefällt, denn in Lösung bleiben noch die schwefelsauren Salze, die Chlor- und Stickstoffverbindungen. Den durch das Kochen ausgeschiedenen Teil der Härte eines Wassers bezeichnet man als vorübergehende Härte, während die nach dem Kochen noch gelöst bleibenden Stoffe dem Wasser die bleibende Härte verleihen. Beim Stehen des Wassers an freier Luft verflüchtigt schon freie Kohlensäure in Verbindung mit den obenerwähnten Niederschlägen; das Wasser verliert von seiner Härte, aber auch seinen erfrischenden Geschmack. Ein Gehalt von Salpetersäure im Wasser ist besonders in gesundheitlicher Beziehung von grosser Bedeutung, weil die im Wasser gelöste Salpetersäure ihren Ursprung von der Verwesung organischer Stoffe herleitet, wodurch andererseits zweifellos ist, dass das betreffende Wasser mit verwesenden Organismen in Berührung kam. Dasselbe gilt von der salpetrigen Säure und Ammoniak, wovon ein ganz geringer Gehalt das Wasser für den Genuss untauglich macht, denn das Wasser löst auch organische Stoffe und lebende Mikroorganismen auf, worunter auch Krankheitserreger sein können.

Das Meerwasser unterscheidet sich von dem sogenannten Süsswasser des Festlandes durch seinen Salzgehalt, indem es auf 1000 Gewichtsteile Wasser $31^1/_2$ Teile feste Stoffe enthält, worunter 24 Gewichtsteile Kochsalz, 4 Gewichtsteile schwefelsaure und salzsaure Magnesia, sowie ausserdem noch Spuren verschiedener anderer Stoffe sind.

Das Meerwasser, welches einen eigentümlich salzigen Geschmack besitzt, wird von den Polen nach dem Äquator und von dem Meeresspiegel nach der Tiefe zunehmend salziger, sein Salzgehalt nimmt dagegen mit der Annäherung des Meeres an die Küstenländer ab.

Je nach den auf das Wasser wirkenden äusseren Einflüssen erscheint das Wasser in drei verschiedenen Zustandsformen: in festem Zustande als Eis, Schnee und Reif; in flüssigem Zustande als Regen und Thau aus der Atmosphäre niederfallend, in den Gewässern fliessend, Seeen und Meere bildend; endlich als Wasserdampf die Atmosphäre nach allen Richtungen durchdringend.

Bei dem Atmosphärendruck von 760 mm Quecksilbersäule gefriert das flüssige Wasser, sobald seine Temperatur unter 0° C. sinkt; bei Temperaturen von 0° bis 100° C. und gleichem Luftdruck von 760 mm bleibt das Wasser flüssig; bei 100° C. und 760 mm Barometerstand fängt es an zu sieden, d. h. die Dampfentwickelung wird bei dieser Siedetemperatur so heftig, dass das Wasser unter Brausen in Wallungen gerät, wobei der sich entwickelnde Dampf alle dem Wasser neu zugeführte Wärme entzieht und bindet, so dass während des Siedens die Siedetemperatur immer auf der gleichen Höhe stehen bleibt. Nur wenn der Luftdruck sich ändert, ändert sich auch die Siedetemperatur des Wassers, weil der Vorgang des Siedens überhaupt dann eintritt, sobald die durch die Wassererwärmung entstehende Dampfspannung den auf dem Wasser lastenden Druck zu überwinden vermag. Die Siedetemperatur oder der Siedepunkt wird daher um so niedriger, je geringer der Druck auf das Wasser, und umgekehrt. Die Siedetemperatur des Wassers bleibt für ein und denselben Druck immer die gleiche, einerlei wie hoch und wie lange man die Erwärmung des Wassers treibt; auch hat der beim Sieden sich entwickelnde Dampf dieselbe Temperatur wie das kochende Wasser. In dem Hospiz auf dem St. Bernhard, wo bei einer Höhe von 2400 m über dem Meere nur durchschnittlich 540 mm Barometerstand ist, siedet das Wasser schon bei 92° C. Auf der Spitze des Montblanc aber schon bei 82° C. Bei höherem Druck als 760 mm Quecksilbersäule bleibt das Wasser auch unter höherer Erwärmung als 100° C. noch flüssig; im Erdinnern, wo der Luftdruck mit der Tiefe unter der Meeresfläche erheblich zunimmt, kann deshalb das Wasser auch bei viel höheren Wärmegraden als 100° C. noch flüssig bleiben ohne zu sieden.

Unter dem Luftdrucke von 760 mm erreicht das Wasser bei + 4° C. seine grösste Dichtigkeit, die sowohl bei einer Erhöhung seiner Temperatur, als auch bei Verminderung derselben bis 0° C. wieder abnimmt, so dass das Eis ein geringeres spezifisches Gewicht besitzt, als flüssiges Wasser bei + 4° C. Das Meerwasser hat je nach seinem Salzgehalt seine grösste Dichtigkeit unter + 4° C., und beim Gefrieren wird zunächst das meiste Salz ausgeschieden, worauf das salzbefreite Wasser in Eis verwandelt wird. Durch das Schmelzen des Meereises erhält man daher ein Wasser von geringerem Salzgehalt als dasjenige hatte, aus welchem das Eis entstanden ist. Die Eigentümlichkeit des Wassers, dass es als Eis spezifisch leichter ist, als im flüssigen Zustande bei + 4° C. bedingt den Vorgang der Eisbildung in den Gewässern. Besitzt z. B. ein Gewässer an seiner Oberfläche eine Temperatur, welche + 4° C. übersteigt, so wird das Wasser bei einer Oberflächenabkühlung bis auf + 4° C. immer dichter und schwerer, während die unter der Oberfläche liegenden Wasserschichten noch nicht soweit abgekühlt, also leichter sind; das Oberflächenwasser sinkt daher abwärts und die unteren Wasserschichten steigen aufwärts, d. h. in den stehenden Gewässern. Dieser Kreislauf der verschiedenen erwärmten Wasserschichten setzt sich solange fort, bis das Gesamtwasser, von oben bis unten, auf + 4° C. abgekühlt ist, und damit gleiche Dichtigkeit erlangt hat. Setzt sich dann die Abkühlung an der Wasseroberfläche weiter fort, sinkt hier die Temperatur unter + 4° C., so werden die obersten Wasserschichten zunächst leichter, können also nicht in die unteren, schwereren Wasserschichten sinken; die Oberflächenwasser können daher immer mehr abgekühlt werden, bis sie schliesslich sich in Eis verwandeln. Das Gefrieren der Gewässer geht daher von oben nach unten vor sich, und das sich an der Oberfläche bildende Eis sinkt nicht unter Wasser, sondern schwimmt auf demselben. Auf diese Weise hat die Natur vorgesorgt, dass Flüsse, Ströme und Seeen der dem Winterfroste ausgesetzten Ländern nicht von Grund aus zugefrieren, zu einem Eisblock werden, über den sich die weiter zufliessenden Wasser ergiessen und zu einem fortwachsenden Eisfelde gestalten würden.

Weil das Wasser als Eis spezifisch leichter ist als flüssiges

Wasser von 0° bis + 4,0° C., so nimmt die gleiche Gewichtsmenge Wasser auch weniger Raum ein, wenn flüssig, bei obigen Wärmegraden, als wenn es zu Eis erstarrt ist. Wenn daher flüssiges Wasser einen geschlossenen Raum erfüllt und durch Abkühlung in Eis verwandelt wird, so sprengt es die Umschliessung dieses Raumes, um sich, seiner neuen Zustandsform entsprechend, ausdehnen zu können. Ganz ruhig stehendes Wasser kann an der Oberfläche bis auf einige Grad unter Null abgekühlt werden, ohne dass sich Eis bildet; in diesem Zustande genügt jedoch die geringste Erschütterung der Wasseroberfläche, um sofortige Eisbildung eintreten zu lassen. Erklärlich ist dieses Verhalten dadurch, dass beim Übergange aus dem flüssigen in den festen Zustand Wärme frei wird, welche bei ruhigem Stande der Oberfläche an der Ausstrahlung verhindert ist und daher auch die Fortpflanzung der niedrigen Aussentemperatur unter die Wasseroberfläche verlangsamt; sobald aber diese in Bewegung kommt, tritt der Wärmeaustausch sofort ein und damit die Erstarrung.

Der Übergang des flüssigen Wassers in die Dampfform findet nicht nur bei dem Kochen des Wassers, sondern überhaupt bei jeder Temperatur mehr oder weniger statt; überall, wo flüssiges oder gefrorenes Wasser mit der atmosphärischen Luft in Berührung ist, giebt es Wasserdämpfe in diese ab; die Dampfmenge, welche ein bestimmter Luftraum aufzunehmen vermag, ist durch die Lufttemperatur begrenzt, so dass für jede Temperatur der Luft nur ein bestimmter grösster Dampfgehalt möglich ist. Hat die Luft den ihrer Temperatur entsprechenden grössten Dampfgehalt erreicht, so bezeichnet man sie als gesättigt und dieselbe Bezeichnung giebt man auch dem in diesem Zustande in der Luft enthaltenen Dampfe.

Das Sättigungsvermögen der Luft erhöht sich mit ihrer Temperatur und umgekehrt; bei Erwärmung schon gesättigter Luft wird diese ungesättigt und kann weitere Dampfmengen aufnehmen; bei der Abkühlung solcher Luft aber sinkt deren Sättigungsvermögen und der überschüssige Dampf wird ausgeschieden, als flüssiges Wasser niedergeschlagen. Die Mischung des Dampfes mit der atmosphärischen Luft vollzieht sich unter dem Gesetze der Diffussion der Gase in der Weise,

dass jedes der beiden Gase in das andere hineindringt und dessen Raum ausfüllt, als wenn dieses nicht vorhanden wäre; das Eindringen des Wasserdampfes in die Luft erfolgt mit um so grösserer Langsamkeit, als der Dampfgehalt sich dem Sättigungsgrade der Luft nähert.

Im Sättigungszustande hat der Wasserdampf in der Luft auch die seiner Temperatur, welche gleich der Lufttemperatur ist, entsprechende Spannkraft erreicht; die der Spannkraft des Dampfes entsprechende Temperatur bezeichnet man als den Thaupunkt der Luft. Steigt die Lufttemperatur über den Thaupunkt, so wächst auch dem in der Luft enthaltenen Dampf infolge Temperaturerhöhung die Spannkraft und die Luft vermag mehr Dampf zu tragen; wird die Luft unter den Thaupunkt abgekühlt, so vermindert sich die Spannkraft der darin enthaltenen Dämpfe, es wird eine gewisse Dampfmenge überflüssig und als flüssiges Wasser ausgeschieden.

Durch den Übergang aus der festen Zustandsform in die flüssige und aus dieser in die dampfförmige, wird eine gewisse Arbeit durch Wärme geleistet, die von einer bestimmten Wärmemenge ausgeht, welche entweder zugeführt werden muss, oder der Umgebung entzogen wird und welche von der weniger dichten Zustandsform gebunden wird. Umgekehrt wird bei der Umwandlung aus dem dampfförmigen in den flüssigen und von diesem in den festen Zustand dieselbe Wärmemenge wieder frei und an die Umgebung abgegeben. Diese in stetem Umtausche befindliche Wärme der Körper bezeichnet man als gebundene (latente) auch unfühlbare Wärme, im Gegensatze zu der fühlbaren oder freien Wärme der Körper, die wir als deren Temperatur kennen. Für die Bestimmung der Wärmemenge gilt als Maasseinheit *(We)* diejenige Wärmemenge, welche erforderlich ist, um 1 kg flüssiges Wasser von 0° C. auf 1° C. zu erwärmen. Um z. B. 1 kg Eis von 0° C. in flüssiges Wasser von 0° C. zu verwandeln, müssen 79 solcher Wärmeeinheiten dem schmelzenden Eise zugeführt und vom flüssig werdenden Wasser gebunden werden. Die Wärmemenge, welche durch das Schmelzen eines Stoffes gebunden wird, nennt man dessen Schmelzwärme. Um die Temperatur des flüssigen Wassers von 0° C. auf 100° zu erhöhen, sind pro Liter 100 Wärme-

einheiten nötig, um aber 1 l flüssigen Wassers von 100° C. in Dampf von 100° C. zu verwandeln, bei 760 mm Barometerstand, bedarf man 537 Wärmeeinheiten *(We)*; demnach müssen, um 1 l flüssiges Wasser von 0° C. in Dampf von 100° C. zu verwandeln, 637 *We* zugeführt werden, wovon 537 *We* zu gebundener und 100 *We* zu freier Wärme werden.

Die durch die Verdampfung gebundene Wärmemenge bezeichnet man als Verdampfungswärme.

Enthält die atmosphärische Luft nicht den vollen, ihrem Sättigungsvermögen entsprechenden Dampfgehalt, sondern nur einen Teil desselben, so wird dieser Dampfgehalt in Prozenten ausgedrückt und relative Feuchtigkeit der Luft genannt; den zur Sättigung noch fehlenden Teil des Dampfgehaltes bezeichnet man, ebenfalls in Prozenten des Sättigungsgehaltes ausgedrückt, als Sättigungsdefizit der Luft. Jedem Grade der relativen Feuchtigkeit entspricht eine bestimmte Temperatur der Luft, bei welcher diese mit dem Dampfgehalt der relativen Feuchtigkeit gesättigt ist. Je grösser die relative Feuchtigkeit, oder, was dasselbe ist, je kleiner das Sättigungsdefizit der Luft ist, desto weniger darf die Temperatur der ungesättigten Luft sinken, um die Sättigungstemperatur zu erreichen; sinkt die Lufttemperatur weiter unter diese Sättigungstemperatur, so erfolgen Dampfniederschläge. Die Sättigungstemperatur der Luft nennt man deren Thaupunkt, dessen Überschreitung nach oben oder nach unten durch die unaufhörlichen Bewegungen der atmosphärischen Luft für die Dampfbildungen der letzteren und deren Niederschläge von wesentlicher Bedeutung ist. In der Tabelle I sind die den verschiedenen Temperaturen und Dampfspannungen entsprechenden Wärmemengen und Dampfgewichte angegeben.

Zur Berechnung der Verdampfungswärme für andere Dampftemperaturen, als in der Tabelle enthalten sind, dient folgende Gleichung:

$Wv = 606{,}5 - 0{,}695\ T$ Wärmeeinheiten für 1 kg Wasser.

$Wv$ bezeichnet die Verdampfungswärme, $T$ die Dampftemperatur in Celsius-Graden. Ferner zur Berechnung des Gewichtes des in 1 cbm Luft von der Temperatur $T$ enthaltenen

gesättigten Wasserdampfes von der Spannung $A$ in Atmosphären, folgende Gleichung:

$$\text{Gewicht } G = 0{,}80788 . \frac{A}{(1 + 0{,}00367 \cdot T)}$$

$$A = \frac{(1 + 0{,}00367 \cdot T) \cdot G}{0{,}80788}$$

$$T = \frac{0{,}80788\, A - G}{0{,}00367\, G}$$

Tabelle I.

Über die Verdampfungswärme und Dampfmengen, gesättigt für verschiedenen Druck und Temperatur.

| Absolute Dampfspannung in Atmosphären | Temp.-Grade Celsius | Verdampfungswärme in *We* Kilogramm | Gewicht von 1 cbm Dampf in Kilogramm | Absolute Dampfspannung in Atmosphären | Temp.-Grade Celsius | Verdampfungswärme in *We* Kilogramm | Gewicht von 1 cbm Dampf in Kilogramm |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0,00120 | — 20 | 620,40 | 0,00106 | 0,6 | 85,48 | 546,76 | 0,364 |
| 0,00184 | — 15 | 616,92 | 0,00158 | 0,7 | 89,47 | 543,94 | 0,420 |
| 0,0024 | — 10 | 613,45 | 0,00231 | 0,8 | 93,00 | 541,14 | 0,476 |
| 0,0041 | — 5 | 609,97 | 0,00337 | 0,9 | 96,10 | 539,20 | 0,532 |
| 0,0060 | ± 0 | 606,50 | 0,00489 | 1,0 | 99,1 | 537,15 | 0,588 |
| 0,0086 | + 5 | 603,03 | 0,00682 | 1,1 | 101,76 | 535,26 | 0,643 |
| 0,0121 | 10 | 599,55 | 0,00939 | 1,2 | 104,24 | 533,50 | 0,697 |
| 0,0167 | 15 | 596,07 | 0,01282 | 1,3 | 106,55 | 531,86 | 0,752 |
| 0,0231 | 20 | 592,59 | 0,01722 | 1,4 | 108,72 | 530,32 | 0,806 |
| 0,031 | 25 | 589,11 | 0,02293 | 1,5 | 110,76 | 528,87 | 0,860 |
| 0,0413 | 30 | 585,62 | 0,03021 | 1,7 | 114,54 | 526,18 | 0,967 |
| 0,0556 | 35 | 582,14 | 0,03941 | 2,0 | 119,57 | 522,60 | 1,127 |
| 0,0710 | 40 | 578,65 | 0,0509 | 2,5 | 126,73 | 517,49 | 1,389 |
| 0,1 | 45,58 | 574,75 | 0,067 | 3,0 | 132,80 | 513,15 | 1,649 |
| 0,2 | 59,76 | 564,84 | 0,129 | 4,0 | 142,82 | 505,96 | 2,160 |
| 0,3 | 68,74 | 558,53 | 0,189 | 5,0 | 150,99 | 500,07 | 2,664 |
| 0,4 | 75,47 | 553,81 | 0,248 | 6,0 | 157,94 | 495,05 | 3,161 |
| 0,5 | 80,90 | 550,00 | 0,306 | 7,0 | 164,03 | 490,64 | 3,654 |

Aus der Tabelle I., sowie aus obigen Gleichungen geht hervor, dass die Grösse der Verdampfungswärme abnimmt, wenn die Dampftemperatur steigt; das Dampfgewicht wächst fast in gleichem Verhältnis mit der Dampfspannung; die Dampf-

temperatur nimmt jedoch in viel geringerem Grade zu als die Spannung und das Gewicht des Dampfes, und zwar um so weniger beträgt die Temperaturerhöhung, je höher die Dampfspannung wird. So beträgt z. B. die Wärmezunahme bei einer Erhöhung der Dampfspannung von 0,5 auf 1 Atmosphäre noch 18,2° C., während bei der doppelten Druckzunahme von 1,0 auf 2,0 Atmosphären die Temperaturzunahme nur noch 20,4° C., und bei dem Steigen des Dampfdruckes von 6 auf 7 Atmosphären für die Druckvermehrung um 1 Atmosphäre sogar nur eine Temperaturerhöhung von 5,5° C. vor sich geht. Bei hohen Dampfspannungen bedarf es also nur geringer Temperaturveränderungen, um eine erhebliche Druckveränderung hervorzurufen.

Erreicht der Dampf, welcher in einer über flüssigem Wasser befindlichen Luftschicht enthalten ist, eine Spannung, welche den auf dem Wasser lastenden Druck übersteigt, so beginnt das flüssige Wasser zu sieden und die Wärmezufuhr zur Dampfbildung zu verbrauchen. Sobald dieser Gleichgewichtszustand zwischen Dampfspannung und Luftdruck auf das flüssige Wasser eintritt, dann ist die Grenze erreicht, über welche hinaus das Wasser nicht mehr in flüssigem Zustande bestehen kann, sondern nur noch als Dampf. Dieses Verhalten des Wassers gegenüber dem Zusammenwirken von Dampfdruck und Dampftemperatur ist von wesentlicher Bedeutung, weil darauf die Behauptung des Vorhandenseins einer Siedegrenze im Erdinnern sich gründet, wovon im nächsten Abschnitte weitläufiger gesprochen wird.

Ist der Dampf in einen Raum eingeschlossen und darin mit flüssigem Wasser nicht mehr in Berührung, so erhöht sich infolge Temperatursteigerung seine Spannung in demselben Maasse als diese Temperaturzunahme im freien Raume eine Ausdehnung des Dampfvolumens veranlassen würde. Dampf, der eine auf diese Weise erhöhte Dichtigkeit und Spannkraft besitzt, nennt man überhitzten Dampf. Bei den Zersetzungsprozessen in grossen Tiefen unter der Erdoberfläche, welche unter hohen Temperaturen und in Verbindung mit hochgespannten Dämpfen vor sich gehen, kommen solche Dampfeinschlüsse vor, welche zur Dampfüberhitzung und schliesslich

zur Explosion der Einschlüsse führen. Augenscheinliche Beispiele sind die Dampfeinschlüsse der von den Vulkanen ausgeworfenen, glühenden Lava, welche unter donnerndem Getöse in der Nähe der Krater explodieren und die Dämpfe samt den Lavatrümmern bis hunderte Meter hoch in die Luft schleudern.

Von besonderer Bedeutung für die Wasserwirtschaft ist der unveränderliche Bestand der Gesamtwassermasse der Erde, sowie die schon bei den gewöhnlichen Temperaturen der Erdoberfläche sich vollziehenden Verwandlungen der drei Zustandsformen des Wassers; besonders die Vorgänge des Verdampfens und des Niederschlages der Dämpfe, die bei jeder Temperatur stattfinden können und daher überall ununterbrochen wirksam sind, haben den grössten Einfluss auf die Wasserwirtschaft, gestalten den Wasserverkehr zu einem ausserordentlich wechselvollen und lebhaften.

Auch die auflösende Wirkung des Wassers gegenüber fast allen Stoffen ist von erheblicher Bedeutung, nicht nur wegen der Reinheit des Wassers, sondern auch wegen der Zersetzungen, welche dadurch an der Erdoberfläche und im Innern der Erde ununterbrochenen Fortgang nehmen, hier zerstörend, dort Neubildungen schaffend, das Erdinnere aushöhlend und Einstürze veranlassend, wodurch bestehende Hohlräume verschüttet, andere gebildet, alte Wasserwege gesperrt und neue eröffnet werden.

---

## III. Die atmosphärische Luft.

Die atmosphärische Luft ist eine Mischung aus 21 Raumteilen Sauerstoff und 79 Raumteilen Stickstoff und ist dieses Mischungsverhältnis dieser beiden Bestandteile überall über und unter der Erde, wohin nur die Luft sich ausbreiten kann, immer das gleiche, in jeder Höhe in jedem Klima. Man hat in der Neuzeit auch Spuren eines anderen Gases, das sogenannte Argon, darin entdeckt, doch ist dies auf die allgemeinen Eigenschaften der atmosphärischen Luft von keinem Einfluss; dasselbe

gilt von den übrigen in geringerem Maasse in der Luft sich vorfindenden Stoffe, wie Wasserdampf, Kohlensäure, Ammoniak, Salpetersäure und Ozon; als Schwebestoff befindet sich in der atmosphärischen Luft auch der von festen Stoffen herrührende Staub.

Das Gewicht eines Kubikmeters reiner und trockener atmosphärischer Luft beträgt bei 0° C. und 760 mm Barometerstand 1,2932 kg. Der Luftdruck von 760 mm Barometerstand in Meereshöhe ist daher bei 0° C. Temperatur auf die Fläche eines Quadratmeters 10333 kg; dieser Druck, den man als eine Atmosphäre bezeichnet, entspricht dem Drucke einer Wassersäule von 10,333 m Höhe.

Die in der atmosphärischen Luft enthaltenen Gase stellen sich nun als ein Gemenge mit derselben dar; sie vermengen sich nach kurzer Zeit, sowohl mit der atmosphärischen Luft, als auch untereinander nach dem Gesetze der Diffussion der Gase. Bei ruhiger Luft verteilt sich jedes in die Atmosphäre gelangende Gas erfahrungsgemäss geradeso, als ob die Luft und die übrigen Gase darin gar nicht vorhanden wären. Die Spannung und die spezifische Schwere der atmosphärischen Luft sind daher die Summe der Spannungen und spezifischen Gewichte der einzelnen Gase, daher auch bei feuchter Luft der jeweilige Barometerstand die Summe der Luft- und Dampfspannungen anzeigt.

Bezeichnet $B$ den Barometerstand, $b$ die Spannung der atmosphärischen Luft, sowie $b_1$ die Spannung des Wasserdampfes, so ist $b = B - b_1$.

Setzt man ferner als Maass der Dichtigkeit der Gase diejenige der atmosphärischen Luft als Einheit, so ist die Dichtigkeit des darin enthaltenen gesättigten Wasserdampfes $= 0{,}62$ und weil die Dichtigkeit der atmosphärischen Luft ohne Dampfgehalt $= \frac{B - b_1}{B}$, sowie auch die des Dampfes $= 0{,}62 \cdot \frac{b_1}{B}$, so ist die Dichtigkeit der feuchten Luft bei $B$ Barometerstand $d = \frac{B - b_1 + 0{,}62 \cdot b_1}{B} = 1 - 0{,}38 \frac{b_1}{B}$.

Aus dieser Gleichung der Dichtigkeit ist ersichtlich, dass mit der Zunahme des Dampfgehaltes der atmosphärischen Luft,

die Schwere der letztgenannten abnimmt, denn mit Erhöhung der Dampfspannung $b_1$ erhöht sich das in einem Kubikmeter Luft enthaltene Dampfgewicht, also die Dampfmenge, welche spezifisch leichter als Luft ist. Je feuchter die Luft, desto leichter wird sie also bei sonst gleichbleibenden Verhältnissen und der Barometer fällt infolgedessen; je trockener die Luft, desto spezifisch schwerer ist sie, und der Barometer steigt.

Durch Erwärmung dehnt sich die atmosphärische Luft aus, und zwar für je 1° C. Temperaturzunahme um 0,00367 ihres Rauminhaltes; für eine Erwärmung um $T_1$° C. wird der ursprüngliche Rauminhalt $Q_0$ der Luft in den von

$$Q_1 = Q_0 (1 + 0{,}00367\, T_1)$$

umgewandelt. Hat die Luft eine ursprüngliche Temperatur von $T_1$° C. und wird auf $T_2$° C. erwärmt, so ist

$$Q_2 = Q_1 (1 + 0{,}00367\, [T_2 - T_1]).$$

Der Rauminhalt der Luft ändert sich aber auch mit ihrer Pressung und zwar im umgekehrten Verhältnis, während die spezifische Schwere im Verhältnis der Zu- und Abnahme der Pressung auch zu- und abnimmt. Bezeichnet $A_1$ die Pressung der atmosphärische Luft von dem spezifischen Gewichte $\gamma_1$ und von der Temperatur $T_1$, sowie $A_2$ die Pressung für das spezifische Gewicht $\gamma_2$ und vorläufig noch mit der Temperatur $T_1$, so bestehen folgende Beziehungen, wenn $Q_1$ und $Q_2$ die entsprechenden Rauminhalte bezeichnen:

$$\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{A_2}{A_1} = \frac{\gamma_2}{\gamma_1},$$

daher

$$Q_2 = \frac{Q_1 \cdot A_1}{A_2} = \frac{Q_1 \gamma_1}{\gamma_2}.$$

Wird mit der Pressung zugleich auch die Temperatur erhöht, so wird

$$Q_2 = \frac{Q_1 \gamma_1}{\gamma_2} (1 + 0{,}00367\, [T_2 - T_1]).$$

Bei 0° C. Temperatur und einer absoluten Spannung von 1 Atmosphäre ist das spezifische Gewicht der atmosphärischen Luft = 1,0 und das absolute Gewicht von 1,0 cbm Luft dabei = 1,2932 kg; 1 kg Luft von 0° C. und 1 Atmosphäre absoluter

Spannung ist daher $= \frac{1}{1{,}2932}$ cbm. Bei einer Temperatur von $T_1{}^0$ C. ist demnach 1 kg atmosphärische Luft

$$Q_1 = \frac{1}{1{,}2932} \cdot (1 + 0{,}00367\, T_1)$$

und wenn gleichzeitig die Spannung auf $A_1$ Atmosphären erhöht wurde:

$$Q_1 = \frac{1}{1{,}2932 \cdot A_1} \cdot (1 + 0{,}00367\, T_1) \text{ cbm}$$

und das Gewicht von 1 cbm Luft von $T_1{}^0$ C. und $A_1$ Pressung ist demnach:

$$\gamma_1 = \frac{1{,}2932\, A_1}{(1 + 0{,}00367\, T_1)}.$$

Der Luftdruck wird erzeugt durch die Schwere der Luftschichten, welche übereinander lagern; die Schwere nimmt mit der Entfernung der Luftschichten von dem Erdmittelpunkte ab, daher auch der Luftdruck. Bezeichnet man mit $B_0$ in Millimeter Quecksilbersäule den Luftdruck in der Höhe der Meeresfläche, mit $\mp B$ denselben in dem Abstande $H$ über oder unter der Meeresfläche, sowie mit $T_0$ die Lufttemperatur in der Meereshöhe und mit $T_1$ die Lufttemperatur im Abstande $H$, so kann man folgende Gleichung zur Berechnung von $B$ benutzen:

$$lg\, B = lg\, B_0 \mp \frac{H}{18464 \left(1 + 0{,}004 \frac{T_0 + T_1}{2}\right)}$$

und da $B_0 = 760$ mm ist, so wird

$$lg\, B = 2{,}88081 \mp \frac{H}{18464 \left(1 + 0{,}004 \frac{T_0 + T_1}{2}\right)}$$

Die Ausdehnung der Luft ist eine Arbeit, welche von Wärme geleistet und wobei gleichzeitig diese Wärme von der ausgedehnten Luft gebunden wird; dieselbe Wärmemenge wird dagegen von der Luft abgegeben, sie wird frei, wenn die ausgedehnte Luft wieder auf ihre vorhergehende Dichtigkeit zusammengepresst wird. Es ist derselbe Vorgang des Wärmeaustausches wie bei der Dampfbildung und den Dampfniederschlägen.

Die Wärmemenge, welche für Ausdehnung von 1 kg atmosphärischer Luft mit der unveränderlichen Temperatur $T^0$ C. und der absoluten Spannung $A_0$ zu der von $A_1$ Atmosphären notwendig ist, erhält man durch folgende Gleichung:

$$W = 0{,}1589\ (273 + T) \cdot (lg\, A_0 - lg\, A_1) \text{ Wärmeeinheiten.}$$

Dieselbe Wärmemenge $W$ wird frei, wenn die Luft von $A_1$ auf $A_0$ zusammengedrückt wird. Die Wärmemenge, welche erforderlich ist, um die atmosphärische Luft ohne Druckveränderung zu erwärmen, also die Erhöhung der Lufttemperatur, ergiebt sich daraus, dass die spezifische Wärme der Luft 0,2374 ist; um also die Temperatur von 1 kg atmosphärischer Luft um $1^0$ C. zu erhöhen, müssen 0,2374 Wärmeeinheiten zugeführt werden.

Mittels der im vorhergehenden angeführten Gleichungen ist die weiter unten beigefügte Zeichnung hergestellt, um die Bedingungen zu veranschaulichen, unter welchen die Wandlungen der Temperatur- und Dichtigkeits-Verhältnisse des Wasserdampfes und der Luft vor sich gehen.

Zunächst schicke ich noch einige allgemeine Betrachtungen über das Wesen der Atmosphäre voraus, soweit diese für die genannten Vorgänge von Einfluss sind.

Die Atmosphäre, d. h. das Gasgemenge, welches die Erde umhüllt und durchdringt, ist durch die Oberfläche der Erde in zwei Teile geschieden, die unter sich in innigem Zusammenhang stehen, die jedoch infolge der Verschiedenheit des von ihnen erfüllten Raumes ebenso verschiedene Eigenschaften zeigen. Das über der Erdoberfläche in dem Weltraum sich ausbreitende Luftmeer nenne ich oberirdische und die das Erdinnere erfüllende Luftmasse die unterirdische Atmosphäre. Ich halte es für nötig, diese Zweiteilung der Atmosphäre, beziehungsweise das Vorhandensein einer unterirdischen Atmosphäre, besonders hervorzuheben, weil es in unserer aufgeklärten Zeit immer noch Leute genug giebt, für welche überhaupt nur eine über der Erdoberfläche in den Weltraum sich ausdehnende Atmosphäre vorhanden ist, oder die nur zugeben, dass die über der Erdoberfläche lagernde Atmosphäre sich höchstens bis zur nächsten Grundwasserschicht fortsetze, weil die darunter von Wasser

erfüllten Poren der Erdschichten der Luft nicht mehr zugänglich seien. Dieselben Leute, welche das Vorhandensein einer ausgedehnten unterirdischen Atmosphäre nicht für denkbar halten, finden es aber ganz selbstverständlich, dass das flüssige Wasser von der Erdoberfläche durch die Poren, Risse, Spalten, Klüfte der Bodenmasse des Erdinnern bis in grosse Tiefen des letzteren hinabsinke, obwohl das Wasser eine 800 mal grössere Dichtigkeit besitzt als die atmosphärische Luft, diese also ebenso viel mal weniger Widerstand beim Durchstreichen der Bodenschichten zu überwinden hat als das Wasser. Durch Spalten und Klüfte, die bis zur Erdoberfläche sich erstrecken, kann allerdings zur Regenzeit oder zur Zeit der Schneeschmelze Wasser flüssig in grössere Tiefen hinabsinken, bis es auf undurchlässigen Boden kommt; es wird aber die Hohlräume des Erdinnern nie völlig ausfüllen, indem bei gewisser Höhe des Wasserstandes ein unterirdischer Ablauf und zur regenlosen Zeit eine Verdunstung dieser Wasser stattfindet, so dass die Spalten, Klüfte und grösseren Hohlräume des Erdinnern nur auf gewisse Höhe über ihrer wasserdichten Sohle mit Wasser, im übrigen Teil aber bis zur Erdoberfläche mit Luft erfüllt sind. In die Poren der Gesteine, welche die Erdschichten zusammensetzen, vermag flüssiges Wasser kaum an deren Oberfläche einzudringen, aber unmöglich durch dieselben hinabzusinken. Über diese Durchlässigkeit des Bodens wird in einem späteren Abschnitte eingehender gesprochen werden. Für den Durchgang der atmosphärischen Luft ist aber eine Bodenschicht noch lange nicht verschlossen, wenn sie schon dem flüssigen Wasser den Durchgang wehrt. Ferner ist zu berücksichtigen, dass die Beweglichkeit der Luft auch wegen ihrer ausserordentlichen Elastizität eine viel grössere und mannigfaltigere ist als die des Wassers. Das Wasser kann in flüssigem Zustande nur dem Zuge seiner Schwere folgen und in immer grössere Tiefe sinken, soweit ihm Wege offen stehen; die Luft dagegen befindet sich in stetem Wechsel ihrer Schwere und ist demgemäss bald in aufsteigender, bald in absinkender Bewegung; sie durchdringt daher das Erdinnere nicht nur von oben nach unten, sondern auch von unten nach oben. Tritt ihr bei dieser Auf- und Abwärtsbewegung ein Hindernis, sei es eine Wasserschicht

oder eine schwer durchlässige Gesteinsschicht, entgegen, so biegt der Luftstrom seitlich ab, um an anderer Stelle, dem Drange seiner Spannung folgend, seinen Weg fortzusetzen. Es ist derselbe Vorgang wie bei den Luftströmen der oberirdischen Atmosphäre, die auch durch ihnen entgegentretende Hindernisse von ihrer Bahn abgelenkt werden, nur sind hier im allgemeinen die Strömungen mit grösserer Geschwindigkeit ausgestattet als dort, weshalb auch die Ablenkungen in der oberirdischen Atmosphäre heftigere Stösse verursachen, während in der unterirdischen Atmosphäre dieser Wechsel der Bewegungsrichtung kaum merkbar vor sich geht.

Infolge dieser grossen Beweglichkeit der Luft bilden ober- und unterirdische Atmosphäre zusammen nur eine einheitliche Luftmasse, die sich aus dem Innern der Erde über deren Oberfläche in den Weltraum ausbreitet und welche, je mehr sie sich von dem Mittelpunkte der Erde entfernt, immer mehr an Dichtigkeit einbüsst. Die Grenze dieser Atmosphäre im Erdinnern liegt da, wo die Luft nicht mehr gasförmig bleiben kann, sondern flüssig wird; im Weltraum ist eine scharfe Abgrenzung zwischen lufterfülltem und luftleerem Raum nicht anzunehmen, weil der Übergang aus dem einen in den anderen Zustand ein nicht merkbarer ist.

In der unterirdischen Atmosphäre, welche die Hohlräume unserer Erdrinde und tiefer hinab erfüllt, muss nach den Gesetzen der Aërodynamik eine unaufhörliche Bewegung, ein sich stets drängendes Auf- und Abwogen der Luft vorhanden sein, welches je nach dem Wechsel der Spannung, der Temperatur und der Feuchtigkeit der Luft mehr oder weniger lebhaft ist, jedenfalls im allgemeinen aber nicht so lebhaft als in der freien Luft der oberirdischen Atmosphäre. Der Austausch der Luft zwischen unterirdischer und oberirdischer Atmosphäre, also derjenige der Innen- und der Aussenluft, ist um so lebhafter, je mehr die Erdoberfläche und die zunächst darüber lagernde Luftschicht durch die Sonne erwärmt, oder je mehr sie durch Frost abgekühlt ist; die Sonnenwärme befördert das Ausströmen der Grundluft in die Aussenluft, Frosttemperatur dagegen begünstigt das Absinken der Aussenluft in die Grundluft.

Um sich die Bewegungen der Luft in der Atmosphäre zu

erklären, muss man zunächst noch folgende Erfahrungssätze bezüglich der Temperaturverhältnisse in der oberirdischen und unterirdischen Atmosphäre beachten. Die Sonnenbestrahlung der Erdoberfläche erwärmt diese nur bis in ganz geringe Tiefe darunter, denn überall auf der ganzen Erde zeigt die Erdrinde in 20—30 m Tiefe unter der Oberfläche durch alle Jahreszeiten annähernd die mittlere Jahrestemperatur der Oberflächenluft. Je nach dem örtlichen Klima wird die Bodentemperatur von der Erdoberfläche aus nach unten verändert, während die von dem Erdinnern aufsteigende Erdwärme von unten nach oben gegen die Oberfläche sich geltend macht. Durch das Zusammenwirken dieser entgegengesetzten Wärmeströmungen in Verbindung mit der Wärmeausstrahlung der Erde in den Weltraum ergiebt sich die in gewisser Tiefe unter der Oberfläche vorhandene und nur geringen Schwankungen innerhalb der verschiedenen Jahreszeiten unterworfenen Bodentemperatur. Die von der ungleichmässigen Sonnenbestrahlung der Oberfläche herrührenden Schwankungen der Bodentemperatur nehmen mit der Tiefe unter der Oberfläche immer mehr ab; schon in 2 m Tiefe erhöht sich die mittlere Bodentemperatur kaum bis zur Hälfte der jeweiligen Lufttemperatur und in gewisser Tiefe ist überhaupt keine Abweichung von der mittleren Jahrestemperatur der Oberflächenluft zu bemerken. In Gegenden jedoch, wo die Oberfläche während eines grossen Teils des Jahres einer Temperatur unter 0° C. ausgesetzt ist, übersteigt die ständige Jahrestemperatur der stets gleichmässig von unten erwärmten Bodenschicht die mittlere Jahrestemperatur der Oberflächenluft und zwar umsomehr, je länger an einem Orte die Luftwärme im Laufe eines Jahres unter dem Gefrierpunkte bleibt. Die Schwankungen der oberen Bodentemperatur nehmen ab, je näher der Ort sich dem Äquator befindet, weil hier überhaupt auch schon die Temperatur der Aussenluft im Verlaufe eines Jahres wenige Abweichungen erleidet; die Grenzlinie der stets gleich stark erwärmten Bodenschicht liegt daher um so näher der Erdoberfläche, je näher der Ort sich dem Äquator befindet und umgekehrt. Im Durchschnitt liegt die Bodenschicht stets gleichbleibender Jahrestemperatur, welche ich die neutrale Temperaturgrenze beider Atmosphären nennen will, in einer

Tiefe von 20—30 m unter der Erdoberfläche; die Grenztemperatur selbst ist jedoch, wie schon erwähnt, je nach den klimatischen Einflüssen des Ortes verschieden, so verschieden, wie die mittleren Jahrestemperaturen der Aussenluft des betreffenden Ortes. Die mittlere Jahrestemperatur der Oberflächenluft beträgt in dem tropischen Klima 25° C., im gemässigten Klima, von den Wendekreisen bis zu den Polarkreisen, wechselt sie je nach der Ortslage von 0° C. bis 25° C. und im kalten Klima, jenseits der Polarkreise, geht sie unter 0° C.

Die Bodentemperatur von der neutralen Temperaturgrenze bis zur Oberfläche unterliegt, je näher der Oberfläche um so mehr den klimatischen und Witterungseinflüssen und kann man sie als die schwankende Erdtemperatur bezeichnen. Die Bodenschicht zwischen Erdoberfläche und neutraler Grenztemperatur bezeichne ich als „neutralen Untergrund". In frostarmen Wintern sinkt diese Bodentemperatur, wenn der Winter zugleich reich an Niederschlägen ist, steigt dagegen, wenn derselbe trocken war. Frostreiche, gleichmässige Winter mit Schneedecke beeinflussen die Bodentemperatur nur wenig, während abwechselndes Thau- und Frostwetter die Bodentemperatur erniedrigt. Ebenso verhält sich ähnlich das Frühjahr, indem auch hier hauptsächlich die mehr oder weniger starken Niederschläge sowie kalte Luft abkühlend auf die Bodentemperatur wirken, während trockene und warme Witterung jene erhöhen. Die Erklärung für dieses Verhalten ergiebt sich daraus, dass im Winter und auch meist im Frühjahre die Bodentemperatur eine höhere ist als die Temperatur der Aussenluft; je kälter diese, desto grösser der Unterschied und zugleich die abkühlende Wirkung auf die Bodentemperatur; ferner haben auch die Niederschläge, welche den Boden treffen, eine abkühlende Wirkung, nämlich die in den Boden eindringende feuchte Luft erwärmt sich hier, erhöht dadurch ihr Sättigungsvermögen, veranlasst Verdampfung in der feuchten Bodenschicht, bindet dadurch Wärme, welche sie dem Boden entzieht; eine lange dauernde Schneedecke verhindert die obengenannten Vorgänge, daher die Bodentemperatur sich wenig ändert; ist der Winter trocken und nicht kalt, so ist die Temperatur der Grundluft in der oberen Bodenschicht annähernd auch immer

gleich der Aussenluft, beide vermischen sich infolge Diffussion. Die trockene, kältere Aussenluft veranlasst bei ihrem Vordringen in die nach unten wärmer werdende Grundluft, die stets sehr feucht ist, Niederschläge aus dieser, wodurch Wärme frei wird, welche die Bodentemperatur erhöhen kann. Ähnlich verhält es sich im Frühjahr und im Herbste. Im Sommer erhöht sich die Bodentemperatur um so mehr, je höher die Temperatur der Aussenluft und je reichlicher dieselbe von Niederschlägen begleitet ist; trockene Witterung, wenn auch warm, veranlasst nur wenig Erhöhung der Bodentemperatur. Kühle Witterung im Sommer erniedrigt die Bodentemperatur und zwar etwas mehr, wenn zugleich sehr reichliche Niederschläge stattfinden. Im Sommer ist nämlich die Temperatur des Untergrundes niedriger als die der Aussenluft, also entgegengesetzt wie im Winter, daher auch die entgegengesetzte Wirkung der oberirdischen Niederschläge auf die Bodentemperatur. Je wärmer die Aussenluft, um so mehr erwärmt sie den Boden, aber auch ihre Niederschläge sind um so wärmer und erwärmen den kälteren Boden, soweit sie in denselben dringen können; die in den Boden sinkende feuchtwarme Aussenluft wird hier abgekühlt unter ihren Thaupunkt, es erfolgen Niederschläge im Boden, wobei Wärme frei wird, die ebenfalls zur Erhöhung der Bodentemperatur beiträgt; aus diesem Grunde erhöht auch ein warmer aber trockener Sommer die Bodentemperatur nicht in dem Maasse wie ein nasser. Kühler Sommer, wenn die Temperatur unter das Jahresmittel geht, wirkt ähnlich wie Frühjahr und Herbst. — Aus dem Verhalten der Bodentemperatur gegenüber den Witterungsverhältnissen geht vor allem der grosse Einfluss des Feuchtigkeitsgehaltes der Aussenluft hervor und der damit zusammenhängenden Verdunstungen oder Niederschläge unter der Erdoberfläche im Boden. Auch die aus dem Erdinnern emporsteigende und in die oberirdische Atmosphäre sich erhebende feuchtwarme Grundluft hat Einfluss auf die Bodentemperatur zwischen der neutralen Temperaturgrenze und der Oberfläche. Ihre Temperatur ist immer höher als diese Bodentemperatur; bei ihrem Eintritt und Durchgange in dieser Bodenschicht wird sie abgekühlt und Niederschläge entstehen infolgedessen, wodurch Wärme frei wird; diese Abkühlung der

Luft mit deren Niederschlägen sind um so grösser, je mehr die Bodentemperatur durch die Witterungsverhältnisse erniedrigt wurde. Die bei den Niederschlägen frei werdende Wärme wirkt dieser Abkühlung entgegen, so dass sie eine gewisse Grenze nicht überschreiten kann. Je mehr dagegen die Bodentemperatur durch Witterungsverhältnisse erhöht wird, desto geringer ist die Abkühlung der von unten aufsteigenden feuchten Grundluft und in demselben Maasse wird auch die frei werdende Wärme geringer, sowie auch ihr Beitrag zur Erhöhung der Bodentemperatur, so dass auch in dem Falle der Erhöhung der Bodentemperatur eine Grenze dafür vorhanden ist. Sobald nämlich die Bodentemperatur höher wird als die der aufsteigenden Grundluft, so wird diese erwärmt und ausserdem ihr Sättigungsvermögen erhöht, wodurch im Boden Verdampfungen und damit Wärmebindung und Abkühlung veranlasst werden. Im vorhergehenden ist unter Bodentemperatur immer die schwankende Erdtemperatur zwischen der neutralen Temperaturgrenze und der Erdoberfläche gemeint, nämlich die Temperatur des neutralen Untergrundes.

Derjenige Teil der Erdrinde unmittelbar unter der Oberfläche, wo die Jahrestemperaturen noch mehr oder weniger Schwankungen unterworfen sind, dies ist der eigentliche Kampfplatz der von unten aufsteigenden Erdwärme und der von oben eindringenden Sonnenwärme gegen die Wärmeausstrahlung der Erde in den Weltraum. Dieser Kampf verlief bisher immer in der Weise, dass Gewinn und Verlust sich stets die Wage hielten, so dass seit Jahrtausenden eine Veränderung der durchschnittlichen Jahrestemperatur der Erde nicht erkannt werden kann. Die Grenzen dieses Kampfplatzes sind nach oben die feste Erdoberfläche, nach unten die Fläche der neutralen Grenztemperatur; die Erdoberfläche bildet zugleich die untere Grenze der oberirdischen Atmosphäre, während die Fläche der neutralen Grenztemperatur die obere Begrenzung der unterirdischen Atmosphäre bildet. Beide Grenzflächen sind nicht ganz parallel, indem sie sich am Äquator einander näher liegen als an den Polen, sowie auch ausserdem noch örtliche Verhältnisse kleinere Abweichungen vom Parallelismus veranlassen.

In der Atmosphäre nimmt nicht nur der Luftdruck ab, je

weiter man sich von dem Erdmittelpunkte entfernt, sondern auch die Lufttemperatur; für die oberirdische Atmosphäre ist durch Beobachtungen, verbunden mit Messungen, festgestellt, dass die Lufttemperatur von der Erdoberfläche für je 100 m Erhebung über Meer um 0,59° C. abnimmt, während die Wärme des Erdinnern, soweit bis jetzt unsere Erfahrungen reichen (bis etwa 2000 m unter Meeresfläche), für je 100 m Tiefe um 3° C. zunimmt von oben nach unten.

Die Luftschichten der oberirdischen Atmosphäre erreichen daher in einer gewissen Höhe über dem Meere eine Temperatur, die unter dem Gefrierpunkt ist und dort können also Wasserdämpfe von der Luft nicht mehr getragen werden, sie müssen vielmehr als Eiskrystalle ausscheiden und sich zur Erde senken. Die Höhe dieser Eisgrenze in der Luft, welche auch der Schneegrenze der hohen Gebirgsrücken entspricht, über der Meeresfläche ist örtlich verschieden, je nach der mittleren Jahrestemperatur eines Ortes und wechselt mehr oder weniger mit der Jahreszeit. Am Äquator ist die Wärmeverteilung an der Erdoberfläche während des ganzen Jahres eine ziemlich gleichmässige, daher auch die Schneegrenze das ganze Jahr hindurch in etwa 5100 m Höhe über dem Meere sich befindet. Im Winter liegt die Schneegrenze in Meereshöhe schon bei den Polarkreisen ($66^1/_2$° nördl. Breite), rückt im Frühjahre immer auf Meereshöhe weiter nördlich, bis sie im Sommer die Meeresfläche an den Polen erreicht. Am Himalaya liegt die Schneegrenze im Sommer auf 5700 m über dem Meere, während sie im Winter auf 2800 m herabrückt; in den Pyrenäen im Sommer auf 3940 m, im Winter 1350 m; in den Alpen im Sommer 3400 m und im Winter 1350 m; in Schottland geht sie schon im Sommer auf 2000 m und im Winter auf 640 m über dem Meere herab.

In der oberirdischen Atmosphäre hat man mittels Luftballons schon folgende Temperaturen festgestellt: in einer Meereshöhe von 7700 m eine Kälte von 36° C. und in 12000 m eine solche von 51° C., für eine Meereshöhe von 16000 m hat man —53° C. und für 18000 m —67° C. gefunden. In Sibirien hat man sogar an der Erdoberfläche schon eine Kälte von 70° festgestellt. Für den Weltraum ausserhalb unserer Atmosphäre nimmt man in neuerer Zeit eine Temperatur an von —200° C.!

So wie die Wärme der Luft in der oberirdischen Atmosphäre in Bezug auf die Höhe über dem Meere nicht gleichmässig verteilt ist infolge der ungleichen Wärmeverteilung an der Oberfläche, so ist auch der Luftdruck der Höhe über dem Meere entsprechend nicht gleichmässig verteilt, sondern wechselt örtlich und mit den Jahreszeiten. Die Ungleichheiten der Temperaturen sowohl als der Spannungen der Luft verursachen wechselseitig eine unaufhörliche Bewegung der Luft nach allen Richtungen.

Um über die Änderungen der Temperatur und Spannung der Luft während ihrer Bewegungen sich Klarheit zu verschaffen, denke man sich z. B. eine bestimmte, relativ feuchte und warme Luftmenge von der Erdoberfläche in die oberen, kälteren Luftschichten aufsteigend, zugleich nehme man dabei an, dass diese aufsteigende Luftmenge aus ihrer Umgebung weder Wärme empfange, noch solche dahin abgebe. Beim Aufsteigen kühlt sich die Luft zunächst ab, ihr Sättigungsvermögen verringert sich und ihre relative Feuchtigkeit erhöht sich infolgedessen, bis durch fortgesetztes Aufsteigen und Abkühlen die Luft gesättigt ist und ihren Thaupunkt erreicht hat; bei weiterer Abkühlung werden sodann Wasserdämpfe verdichtet und ausgeschieden, bis die Lufttemperatur bei 0° C. angelangt ist, wonach alles von der Luft ausgeschiedene Wasser in Eis von 0° C. verwandelt wird. Bei der Eisbildung wird Wärme frei, weshalb die Lufttemperatur so lange nicht unter 0° C. sinkt, bis alles ausscheidende Wasser in Eis verwandelt ist. Beginnt nun die Lufttemperatur unter den Gefrierpunkt zu sinken, so werden die Luftdämpfe nicht erst zu Wasser, sondern gleich zu Eis verdichtet. Bei dem Aufsteigen geht ferner auch ein Wärmeaustausch vor sich, indem einerseits durch die Abnahme des Luftdrucks und die damit verbundene Ausdehnung der Luft Wärme gebunden wird und dadurch die Erwärmung der absinkenden Luft verlangsamt. Ist in der Luft jedoch kein flüssiges Wasser oder Eis zur Verdampfung mehr vorhanden, so geht die Erwärmung der Luft rascher vor sich, die relative Feuchtigkeit der Luft vermindert sich, sie wird immer trockener, je tiefer sie sinkt. Die Natur bietet ein Beispiel auf- und absteigender Luft in der von West nach Ost

streichende Alpenkette Europas; die über das Mittelmeer streichenden feuchtwarmen Südwinde langen am Fusse des Südabhanges der Alpen an, steigen an dieser Gebirgsmauer in die Höhe, wobei sie sich abkühlen infolge der Luftausdehnung und der Berührung mit den kalten oberen Gebirgsrücken. Es begleiten daher reichliche Niederschläge diesen Aufstieg der Luft. Nach Überschreitung des Gebirgskammes sinkt die abgekühlte und deshalb spezifisch schwerere Luft wieder abwärts, kommt unter höheren Druck, wodurch sie sich verdichtet und die beim Aufstieg gebundene Wärme jetzt wieder abgiebt und damit ihre Temperatur sowie ihr Sättigungsvermögen erhöht, so dass, wenn die Luft am Fusse des Nordabhanges der Alpen in derselben Meereshöhe eintrifft, in welcher sie den Aufstieg am Südabhange begonnen hatte, ihre relative Feuchtigkeit nur noch sehr gering und ihre Temperatur beträchtlich höher ist als bei Beginn ihres Aufsteigens. Beim Aufsteigen am Südabhange wurde durch die Dampfverdichtungen und Niederschläge fortgesetzt Wärme frei, so dass die Luft beim Übergange über den Gebirgskamm nicht wesentlich ihre Temperatur vermindert hat; beim Absinken am Nordabhange dagegen kann die immer wärmer werdende Luft kein flüssiges Wasser mehr in der Luft vorfinden, um es zur Befriedigung ihres fortgesetzt wachsenden Sättigungsvermögens zu verdampfen, daher auch beim Absinken kein Wärmeverlust, sondern nur Wärmezunahme, entsprechend der zunehmenden Luftverdichtung, stattfindet. Diese Südwinde, die am Südabhange der Alpen aufsteigen und am Nordabhange mit grosser Geschwindigkeit abstürzen und durch ihre trockenwarme Luft kenntlich sind, kennt man unter dem Namen „Föhn“. Zahlenmässig stellt sich der oben geschilderte Alpenübergang der fraglichen Südwinde folgenderweise dar:

| | Südabhang Fuss | 2500 m M.-H. Gebirgskamm | Nordabhang Fuss |
|---|---|---|---|
| Luftdruck . . . . . | 760 mm | 564,3 mm | 755,2 mm |
| Temperatur . . . . | +20° C. | +5,9° C. | +30,5° C. |
| Dampfdruck . . . . | 15 mm | 7 mm | 9,4 mm |
| relative Feuchtigkeit . | 86 % | 100 % | 29 % |

Diese Föhnwinde kommen auch an anderen Orten der Erde vor, wie in Grönland, Norwegen, Schweden, England, am schwarzen Meere, im Felsengebirge von Nordamerika, in den Anden Südamerikas und in Japan.

Bei der ausserordentlichen Beweglichkeit der Luft zieht jede Veränderung der Temperatur- und Druckverhältnisse einer Luftschicht auch eine Veränderung derselben in den darüber oder darunter schwebenden Luftschichten nach sich; die Fortpflanzung des Luftdruckes von einer Luftschicht in die andere geschieht in ähnlicher Weise wie die Dichtigkeitsveränderungen, welche die Fortpflanzung des Schalles in der Luft bedingen, und ist die Geschwindigkeit derselben bei gewöhnlicher Temperatur 340 m in der Sekunde.

Die Gesamtmasse der atmosphärischen Luft ist immer dieselbe und auch zwischen ober- und unterirdischer Atmosphäre findet ein beständiger Austausch der Luftmassen statt, um den Abzug der Luft nach der einen Seite durch Zuzug von anderer Seite zu ersetzen; durch dieses Abfliessen und Zuströmen der Luft entsteht in der Atmosphäre, in der oberirdischen sowohl wie in der unterirdischen, eine unendliche Bewegung der Luft, die als Luftströmungen, Winde, in die Erscheinung kommen und sogar eine gewisse Regelmässigkeit in ihrem Verlaufe zeigen. Den grössten Widerstand finden die Luftströmungen in der unterirdischen Atmosphäre, weniger in der oberirdischen Atmosphäre, wo hauptsächlich die Gebirgsrücken sie von ihren Bahnen ablenken; fast keinen Widerstand finden sie, wenn sie über die freie Meeresfläche streichen.

In der unterirdischen Atmosphäre wächst mit der Entfernung von der Erdoberfläche, entgegengesetzt wie in der oberirdischen Atmosphäre, die Temperatur und der Luftdruck. Die obersten Luftschichten haben die neutrale Grenztemperatur, sind kühler und daher schwerer als die unteren Luftschichten; die unteren Luftschichten sind wärmer, daher leichter als die über ihnen befindlichen und die oberen sinken aus diesem Grunde in die unteren und diese steigen nach oben, wie dies auch in der oberirdischen Atmosphäre geschieht. Beginnt die Luft von der Grenze der neutralen Temperatur an, etwa 25 m unter der Erdoberfläche, zu sinken, so erhöht sich mit ihrer

Trugschl. gilt nur f. gleich. Druck

Vertiefung um je 100 m ihre Temperatur um 3° C. und dementsprechend auch ihr Sättigungsvermögen; zugleich damit erhöht sich auch ihre Spannung, wodurch Wärme frei wird. Findet die absinkende Luft auf ihrem Wege flüssiges Wasser vor, so finden infolge des erhöhten Sättigungsvermögens Verdampfungen statt, wodurch Wärme gebunden wird, und die durch die Druckvermehrung erfolgende Erwärmung der Luft und ihrer Umgebung verlangsamt wird. In bestimmter Tiefe erreicht die Luft eine Temperatur, bei welcher die absolute Spannung des Dampfes mit derjenigen der Luft gleich gross ist; in dieser Tiefe beginnt daher alles flüssige Wasser zu sieden und sich in Dampf zu verwandeln, und die Lufttemperatur erfährt so lange keine weitere Erhöhung, bis alles Wasser verdampft ist. Über diese Siedegrenze weiter hinab findet daher die immer mehr sich erhitzende Luft kein Wasser zur Verdampfung mehr vor und da ihr Sättigungsvermögen fortgesetzt sich erhöht, so vermindert sich ihre relative Feuchtigkeit, sie wird immer trockener, zugleich immer dichter und wärmer. Die unterirdische Atmosphäre hat also auch eine Grenzschicht wie die oberirdische Atmospäre, jenseits welcher Wasser in flüssigem Zustande nicht mehr bestehen kann, jedoch mit dem Unterschiede, dass, der oberirdischen und unterirdischen Grenztemperatur entsprechend, dort das flüssige Wasser in Eis, hier in Dampf verwandelt wird.

Die aus dem Erdinnern zur Oberfläche aufsteigende Luft ist unterhalb der Siedegrenze sehr trocken, erhöht aber dadurch, dass sie beim Aufsteigen ihre Temperatur und damit ihr Sättigungsvermögen vermindert, ihre relative Feuchtigkeit und ist bei der Siedegrenze völlig gesättigt. Durch die Ausdehnung, welche die aufsteigende Luft infolge der Druckverminderung bis zur Siedegrenze erfährt, wird Wärme gebunden und zwar genau so viel, als bei dem Absinken der Luft von der Siedegrenze bis in gleiche Tiefe durch die Verdichtung Wärme frei wurde. Da eine Verdampfung unterhalb der Siedegrenze nicht mehr möglich ist, ebensowenig ein Dampfniederschlag, indem die aufsteigende Luft ihre Sättigung lediglich durch die Temperaturverminderung bis zur Siedegrenze erreicht, ohne dabei den Thaupunkt zu überschreiten, so ist die Lufttemperatur

unterhalb der Siedegrenze lediglich durch die Änderung der Dichtigkeit der Luft beeinflusst. Diese Dichtigkeitsänderungen haben für ein und dieselbe Tiefe unter der Siedegrenze sowohl für die sinkende als aufsteigende Luft den gleichen Wert, daher auch die dadurch sich ergebende Wärmemenge, welche bei der Luftverdichtung gebunden wird, dieselbe ist wie diejenige, welche bei der Luftverdünnung frei wird. Die Luft unterhalb der Siedegrenze hat daher infolge ihrer Bewegung weder Gewinn noch Verlust an Wärme, sie hat also eine stets gleichbleibende Temperatur, nämlich diejenige der Siedegrenze, so lange nicht andere Einflüsse sich noch geltend machen. Erhebt sich die nun gesättigte Luft von der Siedegrenze ab weiter nach oben zur Erdoberfläche, so verringert sich beständig ihre Temperatur, ihre Spannung und ihr Sättigungsvermögen. Durch die Druckverminderung wird die Luft ausgedehnt und dadurch Wärme gebunden; durch die Herabsetzung des Sättigungsvermögens wird Dampf verdichtet zu flüssigem Wasser, wodurch Wärme frei wird, und diese Dampfverdichtung findet bei der aufsteigenden Luft unausgesetzt statt, bis sie die obere Grenze der unterirdischen Atmosphäre, die neutrale Temperaturgrenze, erreicht hat, da sich ihre Sättigung auch bis dahin immer voll erhält. Beim Aufsteigen der Luft wird daher die abkühlende Wirkung des Wärmebindens für die Luftausdehnung durch die frei werdende Wärme bei den Dampfausscheidungen wieder abgeschwächt. Bei dem Absinken der Luft von oben nach unten dagegen, wird die erwärmende Wirkung der durch die Luftverdichtung frei werdenden Wärme durch die Wärmebindung der stattfindenden Verdampfung nicht in diesem Maasse beeinträchtigt, weil das im Erdinnern vorhandene Wasser infolge seiner Schwere immer möglichst tief abfliesst, daher die absinkende Luft nicht überall genügend flüssiges Wasser vorfindet, um durch dessen Verdampfung sich zu sättigen. Die Sättigung der absinkenden Luft erfolgt hauptsächlich in der Nähe der Siedegrenze. Oberhalb der Siedegrenze ergiebt sich daher ein Wärmeüberschuss dadurch, dass beim Aufsteigen der Luft wegen der ununterbrochenen Dampfverdichtung von der Siedegrenze bis zur neutralen Temperaturgrenze eine um so grössere Wärmemenge frei wird, als andererseits beim Absinken der Luft auf dem

gleichen Wege nicht dieselbe Wärmemenge, wegen der unvollständigen Sättigung der sinkenden Luft, für die Verdampfung flüssigen Wassers gebunden wird. Dieser Wärmeüberschuss erhöht die Temperatur der unterirdischen Atmosphäre, sowie die ihrer Umgebung, das ist des Erdkörpers selbst. Diese Erwärmung der unterirdischen Atmosphäre und der von ihr durchdrungenen Masse der Erde findet ihre Begrenzung durch die Regelung, welche sich oberhalb der neutralen Temperaturgrenze unter der Erdoberfläche dadurch vollzieht, dass hier die Einflüsse der Sonnenwärme auf die Erdoberfläche, sowie die der aufsteigenden Erdwärme, sowohl durch die Ausstrahlung von Wärme in den Weltraum als auch durch Dampfverdichtungen oder durch Dampfbildungen innerhalb dieses regulierenden neutralen Untergrundes zum Ausgleich gebracht werden. Das Ergebnis dieses Ausgleiches ist die Temperatur der neutralen Grenze, die gleichsam unveränderlich erscheint. Die Temperatur nimmt von dieser Grenze nach unten immer mehr zu, weil mit der Tiefenzunahme die Ausstrahlung der Wärme des Erdkörpers abnimmt; bis zu 2000 m unter der Meeresfläche hat man eine gewisse Gleichmässigkeit der Wärmezunahme, nämlich für je 100 m Zunahme der Tiefe eine Temperaturerhöhung von 3° C. festgestellt; ob dies auch für grössere Tiefen gilt, mag zweifelhaft sein, sicher ist aber, dass die Erdtemperatur bis zur Siedetemperatur fortgesetzt wächst. Ob die Siedegrenze etwas mehr oder weniger tief unter der Erdoberfläche liegt, ist nicht von Bedeutung für die Wasserwirtschaft.

Es giebt also für die Gesamtatmosphäre eine obere Grenzschicht, dies ist die Schnee- oder Eisgrenze der oberirdischen Atmosphäre, und eine untere Grenzschicht, dies ist die Siedegrenze der unterirdischen Atmosphäre; dazwischen liegt die Erdoberfläche mit dem durch die neutrale Temperaturgrenze begrenzten Untergrunde der schwankenden Bodentemperatur. Innerhalb dieser beiden äussersten Grenzschichten bewegt sich das Wasser in seinen 3 Zustandsformen, fest, flüssig und luftförmig; jenseits der beiden Grenzschichten kann Wasser in flüssigem Zustande nicht bestehen, und über der oberen Grenzschicht kommt es nur im gefrorenen Zustande, unter der unteren nur im dampfförmigen vor. Aus dem Vorher-

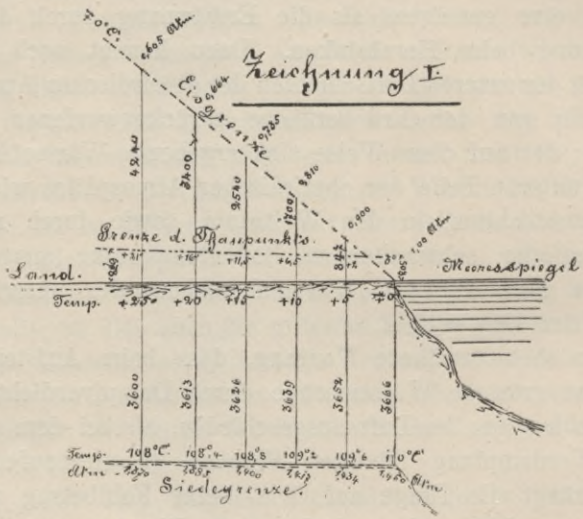
gehenden ist ferner zu entnehmen, dass in der oberirdischen Atmosphäre der Wärmegewinn bei der auf- und absteigenden Bewegung der Luft im allgemeinen auch durch das Sinken der Luft von oben nach unten und die damit verbundene Luftverdichtung und Wärmebefreiung veranlasst wird, wie dies auch der Fall bei der unterirdischen Atmosphäre ist; weil auch in der oberirdischen Atmosphäre bei der Abwärtsbewegung in geringerem Maasse Verdampfungen stattfinden zur Sättigung der immer trockener werdenden Luft, als andererseits beim Aufsteigen der gesättigten Luft fortwährende Dampfverdichtungen Wärme frei machen und die Abkühlung verlangsamen. Die Abkühlung der Luft durch ihre Ausdehnung beim Aufsteigen ist also eine geringere als die Erwärmung durch die Luftverdichtung beim Herabsinken. Dazu kommt noch die Erwärmung der unteren Luftschichten der oberirdischen Atmosphäre durch die von der Erdoberfläche zurückgeworfenen Sonnenstrahlen; der auf diese Weise sich ergebende Wärmeüberschuss in dem unteren Teile der oberirdischen Atmosphäre wird durch Wärmeausstrahlung in den Weltraum, sowie durch zeitweise Erhöhung der schwankenden Bodentemperatur ausgeglichen, wie dies auch für den Wärmeüberschuss der unterirdischen Atmosphäre sich ergiebt.

Der oben erwähnte Vorgang, dass beim Aufsteigen der Luft eine grössere Wassermenge durch Dampfverdichtung und Niederschlag aus der Luft ausgeschieden, als bei dem Absinken durch Verdampfung flüssigen Wassers in sie aufgenommen wird, drängt die Frage auf, wie dieser Fehlbetrag zwischen Einnahme und Ausgabe gedeckt wird. Die Antwort darauf ergiebt sich, wenn man erwägt, dass das flüssige Wasser infolge seiner Schwere in den oberen Luftschichten sich nicht lange aufhalten kann, sondern nach der Tiefe sinkt, bis es hier, sei es schon auf der Erdoberfläche oder innerhalb der Erde, eine zur Sammlung geeignete, wasserhaltende Unterlage findet; und da ist es, wo die Dünste sich entwickeln, welche die aufsteigenden Luftströme sättigen und beim Höhersteigen die Niederschläge ermöglichen, worüber in dem Abschnitt V eingehender gesprochen wird, und worin die atmosphärischen Niederschläge geschildert werden.

Die im Vorhergehenden beschriebenen Vorgänge in der Atmosphäre durch deren Erwärmung und den damit verbundenen Änderungen der Druck und Feuchtigkeitsverhältnisse sind durch die Zeichnungen I und II, für verschiedene Temperaturen abgestuft, mittels Linien und Zahlen veranschaulicht. Als Grundlage dienen die mittleren Jahrestemperaturen an der Erdoberfläche von:

$0^0$, $5^0$, $10^0$, $15^0$, $20^0$ und $25^0$ C.

In Zeichnung I wurde ferner angenommen, dass die Erdoberfläche in gleicher Höhe mit dem Meeresspiegel liege und daher der Luftdruck an der Erdoberfläche = 760 mm = 1 Atmosphäre




sei; in Zeichnung II dagegen erhebt sich einerseits die Erdoberfläche, mit einer mittleren Jahrestemperatur von $25^0$ C. — wie in den Tropen — in der Meereshöhe, über die letztere bis zur Grenze des ewigen Schneees in der Höhe von 4240 m über dem Meere, während sie andererseits sich unter dem Meeresspiegel bis zu einer Tiefe von 4000 m senkt.

In beiden Zeichnungen I und II ist der Meeresspiegel durch eine wagerechte Linie bezeichnet, von wo auf Senkrechten die den verschiedenen Oberflächentemperaturen entsprechenden Höhen der Schneegrenze, sowie Tiefen der Siedegrenzen angegeben

sind. An den Grenzpunkten dieser Senkrechten sind zugleich angegeben: der dort vorhandene Luftdruck, Luftgewicht, Dampfdruck und Dampfgewicht, sowie die Temperaturen. In Zeichnung I bezeichnen die Temperaturen 0°, 5°, 10°, 15°, 20° und 25° C. auf der Wagerechten der Meereshöhe die mittleren Jahrestemperaturen der Erdoberfläche von den Polen mit 0° bis zu den Tropen mit 25° C. Die unter der Meereshöhe gezogene


Parallele bezeichnet die neutrale Grenztemperatur unter der Erdoberfläche, die mit der mittleren Jahrestemperatur gleichwertig ist.

Oberhalb der Wagerechten sind auf den Senkrechten zunächst die Thaupunkte angegeben, d. h. diejenige Höhe in der oberirdischen Atmosphäre, wo die von der Oberfläche mit 80 % relativer Feuchtigkeit aufsteigende Luft infolge der Temperatur-

verminderung gesättigt erscheint. In den Tropen liegt dieser Thaupunkt 678 m über dem Meere bei einer Temperatur von + 21°; an den Polen aber schon in 508 m Höhe und bei — 3° C. Die Grenze des ewigen Schneees liegt an den Polen in Meereshöhe und in den Tropen in einer Höhe von 4240 m, wo die Luft nur noch eine absolute Spannung von 0,605 Atmosphären und ein Gewicht von 0,78238 kg per Kubikmeter hat, während sie an den Polen bei 1,0 Atmosphären Luftdruck 1,2932 kg per Kubikmeter wiegt. Das Dampfgewicht gesättigter Luft beträgt bei 0° C. = 0,00489 kg per Kubikmeter und bei 25° C. = 0,02293 kg.

Unterhalb der wagerechten Meereslinie sind auf den Senkrechten die Siedegrenzen der unterirdischen Atmosphäre für die Oberflächentemperaturen von 0° bis 25° C. aufgetragen; die Verbindungslinie dieser Siedepunkte ist fast parallel dem Meeresspiegel, wenn, wie in Zeichnung I, die Erdoberfläche in gleicher Höhe mit jenem gedacht wird. Die Bodentemperatur in der durchschnittlichen Tiefe der Siedegrenze von 3600 m unter der Grenzlinie der neutralen Temperatur, beträgt 109° C., wobei der Dampf- und Luftdruck gleich gross, nämlich 1,41 Atmosphären sind, sowie das Gewicht von 1 cbm Dampf = 0,81 kg, von 1,0 cbm Luft = 1,268 kg im Durchschnitt beträgt. Das absolute Gewicht der Luft und des gesättigten Dampfes nimmt mit dem Aufsteigen über die Meeresfläche ab, und mit dem Sinken in das Erdinnere zu. Sieht man vorläufig von allen Erhebungen der Erdoberfläche mit ihren Gebirgen über die Meeresfläche, sowie von allen Einsenkungen derselben in den Meeresbecken unter die Meeresfläche ab, so dass die Oberfläche der Erde eine reine Kugelgestalt hätte, so würde auch die Begrenzungsfläche der Siedegrenze eine mit der Oberfläche konzentrische Kugelfläche bilden, während die Begrenzungsfläche der Schneegrenze, welche sich über den Äquator 4240 m erhebt und bis zu den Polen sich herabsenkt, die Mantelfläche eines konzentrischen Ellipsoids darstellen würde.

Für den Halbmesser der Erde von 6376 km beträgt der Inhalt

| | | |
|---|---|---|
| der Erdkugel . . . . . | 1 085 758 669 744 | Kubikkilometer |
| der unterirdischen Atmosphäre | 1 863 590 454 | „ |
| der oberirdischen Atmosphäre | 1 544 525 612 | „ |

Der oben berechnete Inhalt der Atmosphäre gilt auch für den Teil der Atmosphäre, welcher oberirdisch durch die Grenzfläche des ewigen Schneees, unterirdisch durch die Grenzfläche des Siedepunktes abgeschlossen, und in welchem das Wasser in flüssigem Zustande bestehen kann; denn in Bezug auf die Bewässerung der Erde ist dieser Teil der Atmosphäre allein von Bedeutung. Für die oberirdische Atmosphäre kann der berechnete Rauminhalt von 1 544 525 612 Kubikkilometer als vollgiltig angenommen werden; für die unterirdische Atmosphäre kommt jedoch nur ein Teil des berechneten Rauminhaltes als lufterfüllt in Betracht, da der Boden und die Gesteine des Erdinnern der Luft nur in ihren Poren, Rissen, Spalten, Klüften und Höhlen Raum zur Ausbreitung bieten.

Das Wasserfassungsvermögen verschiedener Gestein- und Bodenarten infolge ihrer Porosität, also ohne Spalten, Klüfte etc., ist nachstehend aufgeführt:

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Für Granit, Syenit, Porphyr . . . | 0,5—14 | Liter | in 1 | cbm |
| Für die Gesteine des Überganggebirges und für Basalte . . . | 20—56 | „ | „ 1 | „ |
| Buntsandstein, Jurasandsteine . . | 42—50 | „ | „ 1 | „ |
| Verschiedene Sandsteine jüngerer Formationen . . . . . | 90—400 | „ | „ 1 | „ |
| Dolomitsteine . . . . . | 80—220 | „ | „ 1 | „ |
| Kalksteine . . . . . | 130—170 | „ | „ 1 | „ |
| Kalktuffe . . . . . | 300—320 | „ | „ 1 | „ |
| Kreidesteine . . . . . | 150—440 | „ | „ 1 | „ |
| Mittelgrober Kies (unter 7 mm) . . | 370 | „ | „ 1 | „ |
| Feiner Kies (unter 4 mm) . . . . | 360 | „ | „ 1 | „ |
| Grober Sand (unter 2 mm) . . . | 360 | „ | „ 1 | „ |
| Mittelsand (unter 1 mm) . . . . | 400 | „ | „ 1 | „ |
| Feiner Sand (unter $^1/_3$—$^1/_4$ mm) . . | 420 | „ | „ 1 | „ |
| Thon- und Mergelboden . . . . . | 470 | „ | „ 1 | „ |
| Mutterboden . . . . . | 520—570 | „ | „ 1 | „ |

Dies Wasserfassungsvermögen ist zugleich das Maass der durch die Poren gebotenen Hohlräume; nur im Urgebirge sind diese Hohlräume von geringer Ausdehnung, etwa $^1/_{50}$ des Gesteininhaltes. Bei den Sandsteinen, sowie den Kalksteinen, welche den grössten Teil unserer Erdrinde zusammensetzen,

meist $^1/_{10}$ bis $^2/_5$, und bei den oberen Schichten der Erde, welche durch Verwitterung der festen Gesteine entstanden sind, sogar $^1/_3$ bis $^1/_2$ des Gesamtinhaltes. Man wird daher keinen erheblichen Fehler begehen, wenn man das durchschnittliche Fassungsvermögen der Poren des Bodens und der Gesteine im Bereiche der unterirdischen Atmosphäre zu $^1/_{10}$ des Gesamtraumes annimmt. Hierzu wären noch die Hohlräume zu rechnen, welche durch die Zerrissenheit der Gesteinsschichten, ihre Spalten etc. gebildet werden, für deren Berechnung jede Grundlage fehlt, die aber von ziemlicher Grösse sind. Vernachlässigt man diese Art Hohlräume mit Rücksicht darauf, dass auch ein grosser Teil des Erdinnern mit flüssigem Wasser gefüllt ist, so bleibt für die unterirdische Atmosphäre immerhin noch ein Luftraum von $^1/_{10}$ oder 186359045 Kubikkilometer und das Grössenverhältnis zur oberirdischen Atmosphäre wäre 1 : 8,3. Vergleicht man jedoch nicht den Rauminhalt, sondern das Luftgewicht der beiden Atmosphären miteinander, so erhält man, da in der unterirdischen Atmosphäre 1 cbm Luft durchschnittlich 1,25 kg, in der oberen nur 1,14 kg wiegt, das Verhältnis 1 : 7,6. Mit Rücksicht auf die Erdbewässerung ist aber besonders das Sättigungsvermögen der Luft von der grössten Bedeutung und darin ist die unterirdische Luft viel leistungsfähiger als die oberirdische. Wenn die Luft in gesättigtem Zustande ist, beträgt das durchschnittliche Dampfgewicht in 1 cbm Luft:

In der unterirdischen Atmosphäre = 0,4139 kg
„ „ oberirdischen „ = 0,00935 kg

Das Dampfgewicht der oberirdischen Atmosphäre verhält sich demnach zu dem der unterirdischen wie 44 : 1 und das Gesamtgewicht des gesättigten Dampfes in der unterirdischen Atmosphäre verhält sich zu dem der oberirdischen wie

$$\frac{1 \cdot 44}{7{,}6 \cdot 1} = rd \text{ wie } 6 : 1.$$

Die unterirdische Atmosphäre vermag daher 6 mal so viel Dampf in sich aufzunehmen als die oberirdische, wobei noch zu berücksichtigen ist, dass die unterirdische oder Grundluft im allgemeinen auch immer eine grössere relative Feuchtigkeit besitzt, als die von heftigen Luftströmungen bewegte oberirdische, oder Aussenluft. Selbst, wenn man den Luftraum des Erdinnern bis

zur Siedegrenze noch wesentlich kleiner annehmen würde als $^1/_{10}$ des Gesamtraumes, so bliebe der Dampfgehalt der unterirdischen Atmosphäre doch noch erheblich grösser als derjenige der oberirdischen; für $^1/_{20}$ Luftraum z. B. würde das genannte Dampfverhältnis immer noch 1 : 3 sein.

Die Erdoberfläche ist nicht so regelmässig gestaltet, wie dies in der Zeichnung I angenommen ist, sondern teils erhebt sie sich mehr oder weniger über die Meeresfläche, teils senkt sie sich unter diese als Meeresbett; dementsprechend stellt die Zeichnung II eine Schnittlinie der Erdoberfläche dar, welche sich links bis über die Schneegrenze erhebt und rechts sich unter den Meeresspiegel senkt. Als Ort der Oberfläche sind die Tropen mit einer durchschnittlichen Jahrestemperatur von $+25^0$ C. in der Höhe des Meeresspiegels angenommen. An der trockenen, einen Gebirgshang bildenden Erdoberfläche, sinkt die Temperatur von $+25^0$ C. bis $20^0$, $15^0$, $10^0$, $5^0$ und endlich $0^0$ C., während die Temperatur des unter dem Meeresspiegel sich erstreckenden Berghanges, soweit er von dem Meere bedeckt ist, durchschnittlich $4{,}2^0$ C. beträgt. Von dieser durchschnittlichen Temperatur des Meeresbodens, welche annähernd diejenige der grössten Wasserdichtigkeit ist, wächst die Temperatur für je 100 m Tiefe unter dem Meeresboden ebenfalls um je $3^0$ C. Der Meeresboden selbst ist die neutrale Temperaturgrenze, weil durch die auf- und absteigende Bewegung des Meerwassers die Temperaturunterschiede an dem von der Sonne bestrahlten und in den Weltranm ausstrahlenden Meeresspiegel, und an dem vom Erdinnern erwärmten Meeresboden, zum Ausgleiche gebracht werden. Auch aus der Zeichnung II geht wie aus Nr. I hervor, dass die Siedegrenze immer annähernd parallel der Erdoberfläche verläuft; mit der Erhebung der Oberfläche über Meereshöhe nähert sich daher die Siedegrenze immer mehr dieser Seehöhe; und je tiefer der Meeresboden liegt, desto weiter entfernt sie sich von derselben. Die Grenze des ewigen Schnees befindet sich z. B. auf Zeichnung II in einer Höhe von 4240 m über dem Meere und 3150 m unter dieser Schneegrenze liegt die Siedegrenze mit einer Luft- und Dampfspannung von 0,85 Atmosphären und einer Temperatur von $94{,}5^0$ C.; die Siedegrenze liegt hier noch 1090 m über dem

Meere. Für den Punkt der Oberfläche der 25° C. mittlere Jahrestemperatur hat, und in Seehöhe liegt, befindet sich die Siedegrenze schon 3600 m unter dem Meeresspiegel mit einer Temperatur von 108° C. und einem Luft- und Dampfdruck von 1,37 Atmosphären. Für den in 4000 m Tiefe sich erstreckenden Seeboden liegt die Siedegrenze 4050 m unter diesem Boden, also 8050 m unter dem Seespiegel; es herrscht dort eine Temperatur von 125,7° C. sowie ein Luft- und Dampfdruck von 2,42 Atmosphären. Es sollen Meerestiefen von 10—12000 m vorkommen, und dementsprechend nimmt auch die Tieflage der Siedegrenze, sowie deren Temperatur, Luft- und Dampfdruck zu. Die Grenze des ewigen Schneees dagegen liegt für alle Punkte der Erdoberfläche, welche in Meereshöhe gleiche mittlere Jahrestemperatur haben, annähernd in einer zum Meeresspiegel parallelen Fläche, also in gleicher Höhe über jenem. Die Höhenlage der Schneegrenzen ändert sich im allgemeinen nur mit der in Meereshöhe herrschenden Jahrestemperatur, während die Tieflage der Siedegrenze nicht nur mit der durchschnittlichen Jahrestemperatur in der Meereshöhe, sondern mit der mittleren Jahrestemperatur eines jeden Punktes der Oberfläche, einerlei in welcher Höhe oder Tiefe er liegt, sich ändert. Die Temperatur- und Druckunterschiede der Luft sind daher in den oberirdischen Atmosphäre viel weniger für die einzelnen Höhenlagen schwankend als in der unterirdischen Atmosphäre dies für die verschiedenen Tieflagen der Luft der Fall ist. Liegt z. B. ein Ort in Meereshöhe und hat eine mittlere Jahrestemperatur von 10°, so liegt die durchschnittliche Grenze des ewigen Schneees für diesen Ort in 1700 m Höhe über dem Meere und dieselbe Seehöhe der Schneegrenze gilt auch für alle höher gelegenen Orte, die eine mittlere Jahrestemperatur aufweisen, welche, auf Meeresspiegel zurückgerechnet, 10° C. beträgt; die Siedegrenze derselben Punkte der Erdoberfläche liegt jedoch je nachdem der Punkt in der Höhe des Meeres oder z. B. 1700 m über dem Meere sich befindet, in einer Tiefe von 3639 m (Zeichnung I.) oder in einer solchen von (3330 — 2540) = 790 m (Zeichnung II.); dabei hat die Siedegrenze im ersten Falle (3639 m) eine Temperatur von 109,2° und einen Luft- und Dampfdruck von 1,417 Atmosphären, im zweiten Falle (790 m)

aber nur 99,9° C. und eine Spanuung von 1,02 Atmosphären. Erheblich vergrössert wird noch dieser Unterschied durch die Erstreckung der Erdoberfläche unter den Seespiegel.

Durch die Temperatur- und Druckunterschiede der einzelnen Luftschichten werden alle Bewegungen der Luft in der Atmosphäre hervorgerufen; je grösser diese Unterschiede und je nachhaltiger ihr Wechsel, desto lebhafter müssen die dadurch bewirkten Luftströmungen sein. Da nun in der unterirdischen Atmosphäre die Temperatur- und Druckunterschiede grösser, sowie ihr Wechsel in den Luftschichten gleicher Tieflage ein mannigfaltigerer ist, als in der oberirdischen Atmosphäre, so müssten innerhalb der Erde stärkere Luftströmungen vorhanden sein, als in der oberirdischen freien Luft. Dem ist jedoch nicht so, weil im Erdinnern der Luft viel grössere Widerstände sich bei ihrer Bewegung entgegenstellen als über der Erdoberfläche, wo hauptsächlich nur die Gebirge hemmend entgegentreten und die Luftströme von ihrer Richtung ablenken; über der Meeresfläche hat die Luft vollständig freie Bewegung. Wenn nun auch die Bewegung der unterirdischen Luftströme nicht so lebhaft sein kann, wie die der oberirdischen, so wird immerhin trotz aller Hindernisse durch die grossen Temperatur- und Druckunterschiede die Luft auch im Erdinnern nach allen Richtungen ab- und zuströmen, über die Oberfläche hinaus sogar in die oberirdische Atmosphäre abfliessen und umgekehrt aus dieser in die unterirdische Atmosphäre abwärts fliessen.

Die Meeresfläche hat wegen ihrer verhältnismässig grossen Ausdehnung, fast drei Viertel der Gesamt-Erdoberfläche, einen grossen Einfluss auf die Luftströmungen; in der oberirdischen Atmosphäre dadurch, dass sie der Luft vollständig freie Bewegung gestattet und in der unterirdischen dadurch, weil unterhalb des Meeresbodens die Temperatur- und Druckverhältnisse je nach der Tieflage des Seebodens immer grössere Werte erreichen und die Unterschiede gegenüber denen, die unterhalb des trockenen Landes herrschen, sich daher auch immer mehr erweitern. In der unterirdischen Atmosphäre findet dagegen ein Wechsel der Temperaturen mit den verschiedenen Jahreszeiten nicht statt, da es hier keine Jahreszeiten giebt, denn die Einwirkung der Sonnenstrahlen wird schon ober-

halb der neutralen Temperaturgrenze ins Gleichgewicht gebracht; in der unterirdischen Atmosphäre giebt es für jeden Ort eine bestimmte Temperatur und Spannung der Luft, welche während des ganzen Jahresumlaufes der Erde stets dieselbe bleibt, so lange nicht zufällig von aussen auf sie einwirkende Einflüsse (z. B. Bergbauten) eine Änderung verursachen. Nur die grössere oder geringere Feuchtigkeit der oberirdischen Luft vermag einen vorübergehenden Einfluss auf die Temperatur und Feuchtigkeit der unterirdischen Luft insofern auszuüben, als dem Erdinnern dadurch auch grössere Feuchtigkeitsmengen, sei es dampfförmig oder flüssig, zugeführt werden, und die von oben nach unten sinkende Luft der Erhöhung ihres Sättigungsvermögens entsprechend sich stärker befeuchten, flüssiges Wasser verdampfen und dadurch mehr Wärme binden kann. Diese zeitweise Abkühlung einzelner Erdschichten wird durch die von unten aufsteigende feuchtwarme Luft, durch deren verstärkte Niederschläge mit Wärmeentbindung wieder ausgeglichen.

Die unterirdischen Luftströme unterliegen wie die oberirdischen bezüglich ihrer Richtung zunächst dem Einfluss der Wärmeverteilung, die innerhalb der Erde viel weniger Wandlungen unterworfen ist als oberhalb derselben, ausserdem der durch die Umdrehung der Erde um ihre Achse von West nach Ost erzeugten Centrifugalkraft; hauptsächlich aber wird sie von den Bahnen, welche die genannten Kräfte ihr vorzeichnen, ausserordentlich vielfach abgelenkt durch die im Erdinnern sich entgegenstellenden Bewegungshindernisse; die Luft sucht ihren Weg hauptsächlich in der Richtung, wo der Boden am durchlässigsten und besonders, wo er sehr rissig, voll Spalten und Klüfte oder gar von grossen Hohlräumen unterbrochen ist. Je weniger Widerstand die Luft findet, desto grösser kann ihre Bewegungsgeschwindigkeit sein, welche sie auch aufwendet, um die von ihr eingeschlagenen Umwege, welche viel länger sind als senkrecht auf- und absteigende Bahnen, zurückzulegen. Je geringer die Durchlässigkeit des Bodens, desto langsamer bewegt sich darin die Luft auf und ab zur Ausgleichung der Verschiedenheiten ihrer Temperatur- und Druckverhältnisse. Bezüglich des zeitlichen Verlaufes sind die Luftströmungen der unterirdischen Atmosphäre viel regelmässiger als die der ober-

irdischen, dagegen zeigen sie bezüglich der nach allen Seiten auseinandergehenden Stromrichtungen eine viel grössere Mannigfaltigkeit als die der freien Luft über der Erdoberfläche, die von ihrer gesetzmässigen Stromrichtung nicht so häufig abgelenkt und in Einzelströmungen zerteilt werden. Wenn auch durch die Erde nicht Stürme brausen, wie sie über die Erde hinwegfegen, so ist doch auch die weniger heftige unterirdische Luftbewegung für den Kreislauf des Wassers von grosser Bedeutung, weil hier die Luft infolge ihrer hohen Temperatur befähigt ist, verhältnismässig grössere Wassermengen in Dampfform aufzunehmen und in die Höhe zu fördern, als dies der Luft in der oberirdischen Atmosphäre möglich ist.

Die oberirdische Atmosphäre erstreckt sich über die Grenze des ewigen Schneees noch weit hinaus unter steter Verringerung ihrer Temperatur und Dichtigkeit; sie verliert sich allmählig im Weltraum, wo eine Grenze für sie nicht festzustellen ist. Ebenso erstreckt sich die unterirdische Atmosphäre über die Siedegrenze hinab noch weiter gegen den Erdmittelpunkt unter steter Zunahme ihrer Dichtigkeit; eine höhere zunehmende Erwärmung ist dabei durch Dampfverdichtung, wie oberhalb der Siedegrenze nicht möglich, weil die Luft wegen völligen Mangels an flüssigem Wasser mit Zunahme der Tiefe unter der Siedegrenze immer trockener wird. Sollte wirklich eine Temperaturerhöhung stattfinden, so müssen andere in jenen Tiefen waltende Kräfte dies bewirken. Durch den wachsenden Druck wird die Luft endlich zur Flüssigkeit verdichtet, auf welcher Wasser und mit weiter zunehmender Tiefe und Dichtigkeit, sogar die Gesteine und Metalle darauf schwimmen könnten. Bei dieser Verdichtung der Luft wird stets Wärme frei, die beim Aufsteigen der Luft und Ausdehnung derselben in gleichem Maasse wieder gebunden wird, so dass dadurch weder eine Erwärmung oder Abkühlung bewirkt wird. Auch in der flüssigen Luft steigt die Verdichtungswärme der unteren Schichten nach oben, erwärmt die Oberfläche der flüssigen Luft, wodurch diese teilweise wieder zu Luft verdampft, Wärme bindet, welche sie bei der Rückkehr in flüssigen Zustand wieder abgiebt; also auch hierbei ist kein Wärmegewinn zu verzeichnen. Der Astronom Franklin hat auf diesem möglichen Vorhandensein flüssiger Luft

von solcher Dichte, dass Gold darauf schwimmt, seine Hypothese der Entstehung unseres Planeten aufgebaut und führt dabei aus, dass unter der auf der flüssigen Luft schwimmenden Erdkruste chemische Prozesse und infolgedessen Gas- und Dampfentwickelungen stattfinden, diese Kruste an einzelnen Stellen durchbrechen, und an der Erdoberfläche als vulkanische Ausbrüche erscheinen; oder wenn die Gase diese Kruste nicht durchbrechen können, werden sie in der flüssigen Luft Wellen erzeugen, die sich auf Tausende von Meilen erstrecken und uns als Erdbeben fühlbar werden. Diese Annahmen Franklins legen auch den Gedanken nahe, dass die auf der flüssigen Luft schwimmende Erdrinde, teilweise von der flüssigen Luft zersetzt wird, wobei sich Wärme entwickelt, welche in die schwimmende Decke übergeleitet und nach oben verbreitet wird. Eine allmähliche Abzehrung der festen Erdrinde wäre dabei selbstverständlich, indem diese teilweise in flüssige und gasförmige Bestandteile zerlegt würde. Diese Annahmen sind jedoch immer nur mehr oder weniger begründete Vermutungen und ich kann dieses wankende Gebiet um so eher verlassen, als es für die Wasserwirtschaft unserer Erde ohne Bedeutung ist, was tief unten gegen den Mittelpunkt der Erde zu, verborgen um die Erdachse kreist, und ob die Erde sich stets neu verjüngt, oder wie alles Irdische der Vergänglichkeit verfallen ist.

Die atmosphärische Luft ist für die Wasserwirtschaft der Erde hauptsächlich als Träger der Wasserdämpfe dienstbar, welche aus dem flüssigen Wasser von ihr aufgenommen und nach allen Richtungen, aufwärts und abwärts weitergetragen und ferne der Verdampfungsstelle wieder zu flüssigem Wasser verdichtet, niedergeschlagen werden. Die nächsten Abschnitte werden daher die beiden wichtigsten Vorgänge im Kreislaufe des Wassers, die Verdampfungen oder Verdunstungen des flüssigen Wassers in die Atmosphäre und die Niederschläge des dampf- oder dunstförmigeo Wassers aus der Atmosphäre eingehender behandeln. —

Erwähnt sei hier noch, dass die in diesem Abschnitte angeführten Luftdruckberechnungen für die zunehmende Tiefe unter der Erdoberfläche eine unbewegte Luftmasse voraussetzen;

sobald die Luft in Bewegung ist, hat sie die beim Durchdringen des Erdinnern sich entgegenstellenden Widerstände zu überwinden. Der Luftdruck muss also bei bewegter Luft solche Unterschiede zwischen Anfang und Ende der Bewegung aufweisen, dass dieser Druckunterschied die erwähnten Widerstände zu überwinden vermag. Es kann daher unter keinen Umständen in der Tiefe öfter ein wesentlich höherer Luftdruck vorhanden sein, als die Rechnung für unbewegte Luft ergiebt. Wenn der Luftdruck auf diese Weise erhöht wird, rückt selbstverständlich auch die Siedegrenze etwas tiefer hinab; Berechnungen lassen sich dafür aber nicht aufstellen, da über die Grösse der Widerstände und die dadurch veranlassten Luftstauungen in der Tiefe jeder sichere Anhaltspunkt fehlt. Die zeitweisen, oft regelmässig sich widerholenden Ausbrüche der Vulkane und Geyser beweisen augenscheinlich die im Erdinnern vorkommenden Luft- und Dampfstauungen.

---

## IV. Die Verdunstung des flüssigen Wassers der Erde.

Die Verdunstung findet an der freien, luftberührten Oberfläche des flüssigen Wassers nach den Gesetzen der Dampfbildung, welche im Abschnitt II angeführt sind, statt; die Dämpfe oder Dünste verteilen sich in dem Luftraum, gerade so, als wenn dieser luftleer wäre, bis zu einem Mengeverhältnis der Gewichtseinheit, welches für jede Lufttemperatur ein bestimmtes ist, das sogenannte Sättigungsvermögen der Luft. Die Verdunstung des flüssigen Wassers, sowie auch des Eises geht bei jeder Temperatur in geringerem oder höherem Grade vor sich, je nach dem Sättigungsbedürfnis der darüber lagernden oder streichenden Luftschicht. Die von einer Wasserfläche oder einer befeuchteten Bodenfläche aufsteigende Dunstmenge wächst vor Allem mit der Grösse dieser Flächen und dann mit dem Sättigungsbedürfnis der darüber befindlichen Luft;

ist diese gesättigt, dann findet überhaupt keine Verdunstung mehr statt. Wie schon im Abschnitt I erwähnt wurde, wird die Dunstmenge durch die Höhe einer Wassersäule gemessen, deren Grundfläche die Verdunstungsfläche ist, oder wenn eine Vergleichung mit den Niederschlägen beabsichtigt ist, wird die Höhe der Verdunstung auf die Grösse der Niederschlagsfläche umgerechnet.

Weil eine Verdunstnng nur in ungesättigte Luft möglich ist, so wird die Verdunstung um so lebhafter, je stärker die Bewegung einer über die flüssige Feuchtigkeit streichenden Luftschicht ist; denn die gesättigten Teile entfernen sich um so rascher, um ungesättigter Luft Platz zu machen. Ein steter Luftwechsel trocknet feuchte Räume und Gegenstände viel rascher ab als wärmere, nicht bewegte Luft. Ferner entwickeln sich die Dünste leichter, je geringer der von aussen auf die Verdunstungsfläche ausgeübte Druck und die Lufttemperatur für verschiedenen Druck derselbe bleibt; bei gleicher Temperatur, aber höherem Luftdruck ist das Sättigungsbedürfnis zwar das gleiche, aber die Dichtigkeit der Luft ist eine grössere und setzt daher dem Eindringen des Dampfes etwas mehr Widerstand als bei geringerer Dichte entgegen, das Eindringen verlangsamt sich dementsprechend.

Unreines, sowie salziges Wasser, z. B. Meerwasser, verdunstet etwas langsamer als reines Wasser; bei der Verdunstung werden diese Unreinigkeiten, sowie die Salze ausgeschieden, so dass die Niederschläge der Meeresverdunstungen reines Wasser ergeben.

Eine freie, luftberührte Wasserfläche entwickelt grössere Dunstmengen, als feuchter, aber nackter, unbepflanzter Boden, aber nicht so viel, als mit Pflanzenwuchs bedeckter feuchter Boden von gleich grosser Flächenausdehnung und sonst gleichen Verdunstungsbedingungen. Die Feuchtigkeit dringt in die Poren des pflanzenfreien Bodens und die sich entwickelnden Dünste müssen also auch diese Poren durchwandern, um in die darüber befindliche Luft zu gelangen; sie finden daher grösseren Widerstand als die von der freien Wasserfläche aufsteigenden Dünste, weshalb die Verdunstung vom kahlen Boden (vorausgesetzt, dass er porös)

langsamer ist. Auf dem mit Pflanzenwuchs bedeckten Boden gelangt die Feuchtigkeit um so weniger in die Poren des Bodens, je dichter die Pflanzendecke ist, da die Feuchtigkeit schon von den Halmen, Stengeln, Blättern der Pflanzen aufgefangen und zurückbehalten wird. Dadurch wird zugleich die Verdunstungsfläche um so mehr vergrössert, je zahlreicher und grösser diese feuchten Pflanzenteile sind; mit der Ausdehnung der Verdunstungsfläche wächst aber auch die Verdunstungsgrösse, weshalb diese bei bepflanzten Flächen einen höheren Wert hat, als für die freie Wasserfläche.

Bei der Ausbreitung der Dünste in der Atmosphäre begegnen dieselben verschiedenen Widerständen, die besonders durch die unaufhörliche Bewegung der Luft veranlasst werden, so dass eine gleichmässige Verteilung der Dünste innerhalb der ganzen Atmosphäre nach den Gesetzen der Diffussion nicht denkbar ist und zwar um so weniger, je lebhafter die Luftbewegung. In der unterirdischen Atmosphäre, wo die Luftströmungen weniger stürmisch sind, als in der oberirdischen, ist daher auch eine gleichmässigere, natürliche Verteilung der Dünste möglich; man wird dort weniger stellenweise Anhäufung grösserer Dunstmassen einerseits, sowie andererseits grosser Lufttrockenheit begegnen, wie in der oberirdischen Atmosphäre.

Zur Bestimmung der absoluten Luftfeuchtigkeit dient das sogenannte Psychrometer, und der relativen Feuchtigkeit das Haar-Hygrometer, und um die Grösse der Verdunstung zu messen, hat man den Atmometer; mittels dieser Instrumente sind zahlreiche Beobachtungen angestellt und deren Ergebnisse im Nachstehenden öfter angeführt.

Der Dampfgehalt der Luft wächst mit der Temperatur und damit auch der Dampfdruck in der Luft; aus diesem Grunde sind die jährlichen Schwankungen der Luftfeuchtigkeit eines oberirdischen Ortes von den jährlichen Schwankungen der Lufttemperatur dieses Ortes abhängig. Die jährlichen Temperaturschwankungen sind in der unterirdischen Atmosphäre nur gering gegen die der oberirdischen, wo sie in der Richtung vom Äquator nach den Polen an Grösse zunehmen und über der Meeresfläche geringer sind als über dem trockenen Lande, je weiter dies von der Küste entfernt ist. Über dem Spiegel der

grossen Weltmeere entsprechen daher die Veränderungen der Luftfeuchtigkeit mehr den Temperaturen an der Oberfläche des Meeres als dies auf dem trockenen Lande der Fall ist; abgesehen davon, dass die Luft über dem Meere immer die nötige Feuchtigkeit zu ihrer Sättigung vorfindet, was auf dem trockenen Lande häufig nicht der Fall ist. Der Unterschied zwischen grösster und kleinster Luftfeuchtigkeit ist an den Küsten der Meere am geringsten, im Innern des Landes am grössten, nimmt gegen die Tropen ab und mit der Entfernung von diesen zu.

Der Dunstgehalt der Luft wird um so geringer, je höher die Lage über dem Meere und umgekehrt um so grösser, je tiefer dieselbe unter der Meeresfläche. Über dem Meere beträgt die relative Feuchtigkeit der Luft immer 75—80 %; über dem trockenen Lande wechselt diese mit der Jahreszeit; im Sommer ist sie wegen des hohen Sättigungsvermögens der Luft geringer als im Winter, wogegen die absolute Dampfmenge im Sommer grösser als im Winter ist. Von diesem Wechsel des Dampfgehaltes mit dem Wechsel der Jahreszeiten in der oberirdischen Atmosphäre ist auch der Dampfgehalt der unterirdischen Atmosphäre durch die eindringende Aussenluft beeinflusst. Der grössere absolute Dampfgehalt im Sommer nähert die Aussenluft bei ihrem Eindringen in den Boden rascher ihrem Thaupunkte als dies im Winter bei niedrigem absolutem Dampfgehalt möglich wäre.

Nach dem durchschnittlichen Feuchtigkeitsgehalte der Luft unterscheidet man folgende Klimata:

Unter 55 % Feuchtigkeit, sehr trockenes Klima,
von 56—70 % Feuchtigkeit, mässigtrockenes Klima,
von 71—85 % Feuchtigkeit mässigfeuchtes Klima,
86—100 % feuchtes Klima.

Zur Berechnung der von der freien, luftberührten Wasserfläche aufsteigenden Dunstmenge hat Dalton folgende Gleichung aufgestellt:

$V = 0{,}06 \cdot a \cdot F \cdot (b_1 - b_2) \frac{760}{B}$ Kilogramm in 1 Stunde, woraus bezeichnet:

$F$ = Wasserfläche in Quadratmeter,

$B$ = Barometerstand der Luft in Millimeter Quecksilbersäule,

$b_1$ = grösste Dampfspannung bei der Temperatur des verdunstenden Wassers in Millimeter,

$b_2$ = Dampfspannung der über dem Wasser in der Luft schwebenden Dämpfe in Millimeter,

$a$ = Erfahrungszahl, welche für

ruhige Luft $a = 0{,}55$
mässig bewegte $a = 0{,}71$
stark bewegte $a = 0{,}86$

gefunden wurde.

Mittels dieser Gleichung erhält man folgende Jahresverdunstungshöhen der freien Wasserfläche in der Meereshöhe für verschiedene mittlere Jahrestemperaturen und unter der Voraussetzung, dass die relative Feuchtigkeit im Jahresdurchschnitt für die Tropen 60 %, für die warme gemässigte Zone mit 20—15° C. mittlerer Jahrestemperatur 65 %, für kältere von 10° Jahrestemperatur 70 % und für die kalte von 5° Jahrestemperatur 75 %, endlich für die Polarzone mit 0° mittlerer Jahrestemperatur aber 80 % beträgt, erhält man nachstehend angeführte Verdunstungshöhen für die Flächeneinheit im Jahre für das Festland.

Jährliche Verdunstungshöhen in Millimeter für die freien Wasserflächen und für verschiedene Temperaturen bei mässigem Winde.

| | Mittlere Jahrestemperaturen in Meereshöhe; Celsius-Grade | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | 0° mm | 5° mm | 10° mm | 15° mm | 20° mm | 25° mm |
| Verdunstungshöhe in Millimeter in 1 Jahre, der freien Wasserfläche . . . . . | 340 | 720 | 1030 | 1650 | 2270 | 3500 |

Diese durch Rechnung gefundenen Verdunstungshöhen stimmen ziemlich überein mit den durch Beobachtung gefundenen, wie aus folgenden Beispielen hervorgeht:

Nach Mohns Meteorologie beträgt in Cumana, 10° nördlicher Breite in Südamerika die Jahresverdunstung 3520 mm,

auf Madeira, $32^1/_2{}^0$ nördlicher Breite ist sie 2030 mm, in Sidney in Australien, $34^0$ südlicher Breite, verdunsten jährlich 1200 mm, in Holland 600—800 mm, an den englischen Küsten 900 mm, in London 650 mm, an der Ostseite Schottlands 800 mm. Das Mittelmeer verdunstet jährlich 1200 mm.

Für die Wasserverdunstung von der Spiegelfläche der Stauweiher giebt Lueger eine tägliche Verdunstungshöhe von 4—10 mm an in trockener Zeit, je nach dem Ortsklima, was einer Jahresverdunstung von 1000—2500 mm entsprechen würde.

Dalton berechnete seinerzeit die jährliche Verdunstungshöhe für England zu 762 mm. Bei einer der neueren Thalsperren in Indien, der „Damm von Ashti," die eine Spiegelfläche von 1100 ha mit 40 Millionen Kubikmeter Wasserinhalt hat, entsteht jährlich ein Verlust von 6 Millionen Kubikmeter infolge Durchsickerungen und Verdunstungen.

Auf dem trockenen Lande ist die Verdunstung je nach der mehr oder weniger dichten Bepflanzung des Bodens grösser oder kleiner als die Verdunstungen der freien Wasserfläche.

Im Allgemeinen gelangt nur ein kleiner Teil der das Land treffenden Niederschläge in den Boden, indem diese meist wieder verdunsten und zwar um so rascher, je weniger der Boden mit Pflanzenwuchs bedeckt ist, oder wie im Walde mit Moos und Streu. Dalton berechnete die jährliche Verdunstung des den Boden befeuchtenden Niederschlagswassers zu 80 % des letzteren; wenn man weiter berücksichtigt, dass von den Niederschlägen ein sehr beträchtlicher Teil auch sofort, dem Bodengefälle entsprechend, wieder über den Boden ab- und den Flüssen zuläuft, so kann von den Niederschlägen unmöglich ein Teil tiefer in die Poren der Erdoberfläche dringen, als dass er nicht wieder über die Oberfläche ausdünsten müsste. Auf obige Behauptung, dass von den Niederschlägen, welche auf den Boden der Erdoberfläche gelangen, nur ein ganz geringer Teil in grössere Tiefen unter die Oberfläche versickern kann, komme ich in den noch folgenden Abschnitten eingehender zu sprechen. Ausser den Dunstmengen, welche diese Niederschläge aus der oberirdischen Atmosphäre liefern, senden aber auch alle Pflanzen grosse Dunstmengen, die sie, als zu ihrer Ernährung über-

schüssiges Wasser, gleichsam aushauchen, in die oberirdische Luft. Die Pflanzen saugen durch ihre Wurzeln die Feuchtigkeit aus dem Boden auf, sie steigt in ihnen bis zur äussersten Blattspitze in die Höhe, das Wachstum der Pflanze und ihre Ernährung fördernd, und derjenige Teil, welcher von der Pflanze nicht verbraucht und festgehalten wird, verlässt dieselbe wieder in Dunstform. Ebenso bedürfen Menschen und Tiere bestimmter Wassermengen für ihr Wachstum und ihre Erhaltung und atmen einen Teil des von ihnen genossenen Wassers wieder in Dampfform aus. Ferner bedarf der Mensch für seine gewerbliche Thätigkeit grösserer Wassermengen, in der Neuzeit sogar in rasch zunehmendem Maasse, wovon ein grosser Teil als Dampf in die Luft ausgestossen wird.

Die von den Pflanzen durch ihre Wurzeln und Saftröhren eingesaugten Wassermengen sind sehr bedeutend, wovon jedoch nur ein ganz geringer Teil zu ihrer Stoffbildung dauernd aufgenommen wird, und zwar werden im Durchschnitt nur etwa 1 kg Pflanzenstoff gebildet, wenn die Pflanze 400 kg Wasserdunst ausgegeben hat. Dieses Resultat wurde auf dem Versuchswege von hervorragenden Landwirten gefunden; auch nehmen diese ferner an, dass die Pflanzenausdünstung im freien Felde während des Wachstums der Pflanzen jedenfalls 500 bis 600 kg Dunstwasser auf je 1 kg Zunahme des Pflanzengewichtes betrage, so dass z. B. von einem Getreidefelde in 4—5 Monaten etwa 4 Millionen Kilogramm von 1 ha aufsteigen, woraus sich eine Verdunstungshöhe durch Pflanzenwuchs von 400 mm ergiebt. Von einem Hopfengarten, Obstgarten, Wald erhält man in diesem Sinne sogar 500 mm Höhe. Infolge der Aufsaugungsthätigkeit der Pflanzenwurzeln ist der mit Pflanzen bestandene Boden immer trockener als der unbepflanzte Boden; bei Bäumen erstreckt sich die Wurzeltiefe auf 0,50—1,0 m Tiefe unter die Oberfläche und bis zu dieser Tiefe dringt das Regenwasser nur dann, wenn der Regenfall ein sehr lange dauernder ist. Im gemässigten Klima ist überhaupt die für das Pflanzenwachstum verbrauchte Wassermenge erheblich grösser, als die in der Zeit des Wachstums sich ergebenden Niederschläge liefern; zudem wird von diesen ohnehin ungenügenden Niederschlägen auch noch ein grosser Teil über die Bodenoberfläche unmittelbar in

die Flüsse abgeführt und der grössere Teil der Niederschlagswasser verdunstet in kurzer Zeit.

Die Wassermengen, welche für die Pflanzenernährung erforderlich sind, müssen deshalb fast gänzlich der unterirdischen Bodenfeuchtigkeit entnommen werden, und weil die oberirdischen Niederschläge nur in seltenen Fällen bis zu den tieferen Wurzeln dringen, so müssen hauptsächlich die unterirdischen Niederschläge den Wasserbedarf der Pflanzen decken.

Für Deutschland kann man mit Rücksicht auf dessen Waldbestand und Ackerbau das Verhältnis der Verdunstungshöhen zu der Höhe der oberirdischen Niederschläge in folgender Weise annehmen:

1. Für die unmittelbare Verdunstung des von dem Regen durchnässten Bodens und seiner Pflanzenoberfläche 80 % der oberirdischen Niederschläge; die Verdunstungshöhen der freien Wasserfläche übersteigen sogar oft die der oberirdischen Niederschläge und die Verdunstung des natürlich durchfeuchteten Bodens ist kaum geringer als jene, deshalb sind 80 % hierfür nicht hoch gegriffen.

2. Die Dämpfe, welche aus dem Untergrunde über die Oberfläche aufsteigen mit 10 %.

3. Der Wasserbedarf der Pflanzen ist durchschnittlich jährlich 450 mm Niederschlagshöhe, gleich 60 % der oberirdischen Niederschläge, die für Deutschland eine Höhe von 750 mm haben; mit Rücksicht darauf, dass nicht die ganze Landfläche bepflanzt ist, sollen nur 40 % in Rechnung gebracht werden.

4. Die Verdunstungshöhe der Bäche, Flüsse, Seen mit 6 % der oberirdischen Niederschläge, wonach sich eine Gesamtverdunstung von 136 % ergiebt.

Der von Menschen und Tieren ausgeatmete Wasserdunst kann hier vernachlässigt werden, da seine Menge verhältnismässig nicht erheblich ist.

Die Dunstmengen, welche über die Erdoberfläche aufsteigen, sind mittels Instrumenten mehr oder weniger genau messbar, während die in der unterirdischen Atmosphäre sich bewegenden Dunstmassen in dieser Beziehung uns nur wenig zugänglich sind und wir uns daher mit Folgerungen aus dem Zusammenhange aller wasserwirtschaftlichen Vorgänge begnügen müssen.

Das Vorhandensein grosser Dampfmengen im Erdinnern wird uns durch die bei vulkanischen Ausbrüchen ausgestossenen Dampfmassen augenscheinlich gemacht, und ist selbstverständlich mit Rücksicht auf die unter der Erdoberfläche in verschiedenen Tiefen vorhandenen grossen Ansammlungen flüssigen Wassers, welche unter dem Einflusse der hohen Erdwärme rascher Verdunstung ausgesetzt sind. Die Bestimmung der im Erdinnern sich entwickelnden Dampfmengen ist übrigens für die Wirtschaftsrechnung des Wasserkreislaufes nicht erforderlich, weil die aus der unterirdischen Atmosphäre über die Oberfläche aufsteigenden Dämpfe bezüglich ihrer Menge schon bei Bestimmung der oberirdischen Dunstmenge berücksichtigt sind und die im Erdinnern verbleibenden Dämpfe nur als Niederschläge aus der unterirdischen Atmosphäre in Betracht kommen. Die mit der Luft von oben und unten bis zur Wurzelschicht der Oberfläche ab- und aufsteigenden Dünste, befeuchten diese, dienen der Ernährung der Pflanzen, um dann in die oberirdische Atmosphäre abgegeben zu werden; diese Dunstmenge wurde oben zu 40 % der oberirdischen Niederschläge berechnet. Ausserdem gelangen auch noch unmittelbar unterirdische Dämpfe mit der über die Oberfläche der Erde aufsteigenden Grundluft in die obere Atmosphäre und zwar mehr oder weniger, je nachdem der Boden stark mit Pflanzen bewachsen, mit Streu oder Moos bedeckt ist. Die auf diese Weise dem Untergrunde entführte Dampfmenge ist in der mit 90 % der oberirdischen Niederschläge angenommenen Dunstmenge schon enthalten, weil sie ebenfalls oberirdisch messbar ist.

Die Ausdunstung des Untergrundes wird durch eine Decke von Moos und Streu, sowie durch die Beschattung des Pflanzenstandes nicht vermindert, sondern nur ihr unmittelbares Aufsteigen in die oberirdische Atmosphäre verlangsamt, gleichmässiger auf die trockenen und feuchten Jahresabschnitte verteilt. Die erwähnte Pflanzendecke des Bodens fängt sowohl die auf sie fallenden oberirdischen Niederschläge, als auch die von unten aufsteigenden Dämpfe auf und hält beide fest, um sie in trockener Zeit allmählig wieder abzugeben, oder damit auch den Boden zur Ernährung der Pflanzen zu befeuchten. Ein derartig gegen rasche Verdunstung geschützter Boden, wie

z. B. der Waldboden, wirkt als Feuchtigkeitsregler in grossem Maassstabe; sowohl der Boden als die darüber streichenden Luftschichten zeigen selten grosse Trockenheit, dagegen immer eine mässige relative Feuchtigkeit. Umgekehrt verhält sich der unbedeckte Oberflächenboden gegen die mit der Grundluft über die Oberfläche aufsteigenden Dämpfe, welche hier leichten Durchgang finden, auch dieser Boden die auf ihn fallenden Niederschläge rasch verdunstet, also rasch abtrocknet; die Grundluftdämpfe werden an der trockenen Oberfläche nicht zurückgehalten, sondern erheben sich in die oberirdische Atmosphäre, wo sie von den Winden weitergetragen werden. Fehlen dann auch die Niederschläge aus der Atmosphäre, so leiden diese kahlen Landflächen an um so grösserer Dürre, je ausgedehnter sie sind. In der Wüste Sahara z. B. verdunstet ein ununterbrochener Regen von 50 mm Höhe bei mässigem Winde und 80 % relativer Luftfeuchtigkeit schon in 24 Stunden; er hat also kaum Zeit, die Erdoberfläche einige Centimeter tief zu benetzen. Wird die relative Feuchtigkeit der Luft durch raschere Bewegung derselben geringer als 80 %, so ist die Abtrocknung des Wüstenbodens noch rascher vollzogen und der Regen von 50 mm Höhe würde kaum eine Spur seiner Bewässerung hinterlassen. Der Wüstenboden begünstigt in hohem Maasse das Ausströmen der Grundluft mit ihren Dämpfen und erheben sich die letztgenannten über dem Wüstenboden bis zu grossen Höhen in die warme und trockene Luft; diese unterirdischen Dämpfe können hier auch nicht befeuchtend auf den Boden wirken, weil sie von den Winden weit hinweggetragen werden, ehe sie in der trockenen Luft den Sättigungsgrad erreicht haben, wonach erst Niederschläge eintreten können.

Je lebhafter einerseits die Grundluft über die Erdoberfläche sich erhebt, desto lebhafter ist auch andererseits die Gegenströmung der Aussenluft unter die Erdoberfläche; da die Aussenluft über dem Wüstenboden warm und trocken ist, so sucht sie sich im Untergrunde zunächst zu sättigen, und verursacht dadurch auch die Austrocknung des Bodens unter der Oberfläche auf grössere Tiefen, wodurch Pflanzenwachstum unmöglich wird. Die Wasserquellen, welche die Oasen der Wüste bewässern, stammen von Wasseransammlungen über einer undurch-

lässigen Bodenschicht unterhalb der Oberfläche. Diese Wasseransammlungen in der Tiefe unter dem Wüstenboden können nur von Niederschlägen aus der unterirdischen Atmosphäre herrühren, da oberirdische Niederschläge schon wegen der raschen Verdunstung nicht in die Tiefe dringen können.

Auch das Aufsteigen ihrer Wasser von ihrem unterirdischen Sammelbehälter bis über die Oberfläche wird nur durch den höheren Luftdruck erklärlich, unter welchem das Wasser in der Tiefe steht, und der um so höher wird, je lebhafter die Luftbewegung zwischen ober- und unterirdischer Atmosphäre ist, wie dies in der Wüste der Fall. Je rascher die Luftbewegung, desto grösser die Widerstände derselben, besonders im Erdinnern, und desto grösser muss auch der Druckunterschied zwischen Grund- und Aussenluft sein; die Grundluft muss sich anstauen um diesen Überdruck zu erreichen.

Die Raschheit der Verdunstung nimmt nicht nur zu, wenn die relative Feuchtigkeit der über der Verdunstungsfläche stehenden Luftschicht abnimmt, sondern auch, wenn der Luftdruck darüber abnimmt, was sowohl mit Zunahme der Höhe über dem Meere, als auch mit dem Wachsen der Windgeschwindigkeit der Fall ist. Daher z. B. auf hohen Bergen unter sonst gleichen Umständen der Boden viel eher abtrocknet als in den Thälern und Tiefebenen.

Im Sommer ist die Temperatur der Aussenluft höher als die der Grundluft oberhalb der neutralen Temperaturgrenze; die unter die Oberfläche eindringende Aussenluft kühlt sich ab und erwärmt die Grundluft, welche sich über die Erdoberfläche erhebt und ihre Temperatur weiter erhöht; da sie dabei immer trockener wird, so begünstigt sie die Verdunstung sowohl in dem von ihr verlassenen Untergrunde als auch über der Erdoberfläche, sie trocknet diese ebenfalls. Im Winter ist die Aussenluft kälter als die Grundluft über der neutralen Temperaturgrenze; die in den Boden dringende Aussenluft kühlt die Grundluft, die ihrerseits auch über die Bodenfläche sich erhebt und weiter abgekühlt wird, bis sie ihren Thaupunkt überschreitet und die überschüssigen Dünste niederschlägt. Ist der Boden mit Schnee bedeckt, dann ist der Grundluft das Aufsteigen in die oberirdische Atmosphäre erschwert, sie kühlt

sich schon an der unteren Schneeschicht so weit ab, dass sie ihren Thaupunkt erreicht, Niederschläge abgiebt und dadurch Wärme frei macht, welche zur Erwärmung der Bodenoberfläche und teilweisem Abschmelzen der unteren Schneeschicht dient. Ist der Boden mit Eiskruste bedeckt, so ist die Grundluft von der oberirdischen Atmosphäre ganz abgeschlossen, ihre Bewegung ist daher auf den Untergrund beschränkt, wo abwechselnd warme Grundluft zur Eisdecke aufsteigt, und abgekühlt wieder niedersinkt, wobei Niederschläge, verbunden mit freiwerdender Wärme, stattfinden; diese Wärme führt den Kampf gegen das weitere Vordringen des Frostes nach unten. Ist der Frost überwiegend, so gefrieren die Niederschläge im Untergrunde, das Eis wächst von oben nach unten, bis die wachsende Sonnenwärme wieder der Bodenwärme das Übergewicht verschafft. Mit dem Wachsen der Sonnenwärme erhöhen sich die Verdunstungen im neutralen Untergrunde, und in gleichem Maasse nehmen sie mit wachsender Winterkälte ab; d. h. in dem einen Falle wird der Untergrund immer trockener, im anderen Falle immer feuchter. Während also die Verdunstung unter der neutralen Grenztemperatur von den klimatischen Verhältnissen der oberirdischen Atmosphäre nur wenig oder gar nicht beeinflusst wird, ist dies jedoch oberhalb dieser Grenze, in dem neutralen Untergrunde schon beträchtlich der Fall. Je nachdem die Erdoberfläche trocken, von der Sonne stark erwärmt, oder von Pflanzenwuchs beschattet, feucht und mässig erwärmt, oder endlich von Eis und Schnee bedeckt ist, entsteht ein wesentlich verschiedener Dunst- und Wärmeaustausch zwischen ober- und unterirdischer Atmosphäre.

Befindet sich im neutralen Untergrunde flüssiges Wasser, so ist dessen Verdunstung um so geringer, je grösser der Abstand zwischen dessen Wasserspiegel und der Erdoberfläche ist.

Die Verdunstungsgrösse der freien Meeresfläche kann nach der oben angegebenen Gleichung von Dalton berechnet werden, indem man die hier herrschenden Temperaturen und die Sättigungsverhältnisse der Seeluft in Verbindung mit ihrer lebhafteren Bewegung berücksichtigt. Im allgemeinen ist die Temperatur des Seewassers an der Oberfläche dieselbe wie diejenige der sie berührenden Luftschicht; bei dem beständigen

Luftwechsel über der Meeresfläche folgt jedoch das Wasser nicht so rasch den damit verbundenen Temperaturveränderungen als dies von der Luft geschieht, daher die Temperatur des Seewassers gleichmässiger ist als die der Luft. Auch erreicht das Meerwasser, so lange es flüssig bleibt, nie die niedrige Temperatur der Luft unter Null, weil durch den beständigen Austausch der Grundwasser und Oberflächenwasser die Wassertemperatur an der Oberfläche gegen zu starke Abkühlung geschützt ist; bei Abkühlung unter Null bleibt das Wasser nicht mehr flüssig, es wird Eis, nur bei ruhig stehendem Wasser kann eine Abkühlung bis etwa — 2° C. vorkommen, ohne das Wasser in Eis zu verwandeln.

Die Grösse der Verdunstung von der Meeresfläche ist nicht nur durch die mittlere Jahrestemperatur der Luft, sondern auch noch besonders durch die Temperatur der grossen Meeresströmungen, sowie der regelmässig verlaufenden Seewinde, beeinflusst. Die Verdunstungshöhen im Jahresdurchschnitt sind daher auch für die Meeresfläche örtlich verschieden, selbst wenn die mittlere Jahrestemperatur der Luft die gleiche ist. Auf dem Festlande sind diese örtlichen Abweichungen viel grössere und mannigfaltigere; die Küstenländer weisen eine grössere Verdunstungshöhe auf als die Binnenländer, ebenso befeuchten Landstrecken, die durch zahlreiche Seeen und Flüsse bewässert sind, die über ihnen befindliche Atmosphäre stärker, als solche mit geringer Oberflächenbewässerung. Stark bewaldete und dem Ackerbau dienstbare Länder zeigen einen stetigen und dabei lebhaften Umsatz von Wasserdämpfen, besonders zur Zeit des Pflanzenwachstums. Weniger gleichmässig im Jahresumlauf verteilt ist die Verdunstung der fast gar nicht bewässerten und bepflanzten Wüste, wo jeder den Boden erreichende Regentropfen auf dem glühenden Wüstenboden sogleich verdunstet, so dass nach dem Regen die Oberfläche selbst keine Feuchtigkeit mehr hat.

Stark geneigte Bodenflächen, wie z. B. die Gebirgshänge, begünstigen den raschen Abfluss der Niederschlagswasser über die Erdoberfläche, wodurch die relative Verdunstung dieser Wasser beeinträchtigt wird. Auch die längere oder kürzere Dauer der einzelnen Regenfälle beeinflusst in dieser Weise die

Verdunstung der Niederschläge, indem bei langer Regendauer die über die Oberfläche abfliessende Regenmenge verhältnismässig grösser ist als bei kurzer Dauer. Bevor der Oberflächenabfluss beginnt, muss nämlich die Bodenoberfläche durch den Regen erst durchfeuchtet werden, weshalb diese Befeuchtung um so öfter wiederholt werden muss, je kürzer die Dauer der einzelnen Regenfälle. Stark von der Sonne bestrahlte Berghänge haben stärkere Verdunstung als im Schatten liegende.

Die Grösse der Meeresverdunstung lässt sich annähernd nach der Formel von Dalton berechnen für die verschiedenen Temperaturzonen der Erde; eine solche Berechnung liefert wenigstens eine Übersicht über die vom Äquator nach den Polen abnehmende Verdunstungshöhe, wenn dies Ergebnis sich auch nicht überall mit der Wirklichkeit deckt. Eine so genaue Rechnungsaufstellung ist zur Zeit wegen Mangels des nötigen Zahlenmaterials nicht möglich, auch nicht bezüglich der anderen Vorgänge im Wasserkreislaufe und muss man sich zunächst darauf beschränken, durch die Rechnung mit annähernd bestimmten Werten die allgemeinen Beziehungen der genannten Vorgänge zu veranschaulichen.

Die Temperaturzonen kann man für die Meeresflächen, vom Äquator ausgehend, nach Breitegraden abstufen, indem die Linien gleicher mittlerer Jahrestemperatur (die Isothermen) nahezu parallel mit den Breitegraden verlaufen.

Innerhalb der Wendekreise, bis zu $23^1/_2{}^0$ südlicher und nördlicher Breite ist die mittlere Jahrestemperatur $25^0$ C., von $23^1/_2$ bis $40^0$ nördlicher und südlicher Breite ist die mittlere Jahrestemperatur $20^0$ C., von 40—$50^0$ Breite nur $12{,}5^0$ C., von 50 bis $60^0$ Breite noch $5^0$ C. und von 60—$66^1/_2{}^0$ (Polarkreis) $2{,}5^0$ C., endlich vom Polarkreise bis zu den beiden Polen nur $-2^0$ C.

Nimmt man ferner für die Meere einen durchschnittlich stark bewegten Wind, sowie eine durchschnittliche relative Feuchtigkeit der Seeluft über dem Seespiegel von 75 % an, so erhält man folgende Gleichung zur Berechnung der aufsteigenden Dunstmengen in Kilogramm, für den Quadratmeter und für 1 Stunde (zugleich Verdunstungshöhe)

$$V = 0{,}06 \cdot 0{,}86\,(b_1 - b_2) = 0{,}0516\,(b_1 - b_2)$$

und für das Jahr:

$$V = 0{,}0516\,(b_1 - b_2) \cdot 8760 = 452 \cdot (b_1 - b_2).$$

In folgender Tabelle sind die nach dieser Gleichung berechneten Werte von $V$ für die verschiedenen Erdgürtel aufgeführt.

| Breitegrade | 0—23½ | 23½—40 | 40—50 | 50—60 | 60—66½ | 66½—90 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| mittl. Jahrestemp. | 25° | 20° | 12,5° | 5° | 2½° | — 2° |
| Höhe der Jahresverdunstung in Millimeter . . | 2433 | 1965 | 1221 | 738 | 621 | 452 |

Die im Vorhergehenden auf S. 57 angeführten Verdunstungshöhen der freien Wasserfläche des Trockenlandes sind in den heissen Erdgürteln bedeutend grösser als die hier für die Meeresfläche angegebenen Jahresdunsthöhen, was sich dadurch erklärt, dass über dem stark erwärmten Lande die relative Feuchtigkeit der Luft eine wesentlich geringere ist, als über dem Meere, wo die relative Luftfeuchtigkeit gewöhnlich 75 % oder noch mehr beträgt. In der gemässigten Zone nähert sich die Grösse der relativen Feuchtigkeit über dem Trockenlande derjenigen über dem Meere, daher auch die Verdunstungshöhen der freien Wasserfläche sich einander nähern.

Die Wasserdämpfe, welche von der trockenen Erde in die oberirdische Atmosphäre aufsteigen, rühren teils von dem Wasser der oberirdischen Niederschläge, teils von den unterirdischen Landesniederschlägen und Meeresabflüssen nach dem Erdinnern her; und ihre Wassermenge ist im Verhältnis zu den oberirdischen Niederschlägen sehr bedeutend, wie auch aus dem oben für Deutschland gegebenen Zahlenbeispiel ersichtlich ist.

Der Verdunstungsvorgang äussert sich im allgemeinen auf wenig bemerkbare Weise, während die Niederschläge, auch wenn sie nur neblige, für uns sichtbar und fühlbar sind. Dieser Umstand bewirkt, dass man gewöhnlich die Niederschläge bezüglich Wasserlieferung für bedeutender hält als die Verdunstungen, man übersieht dabei, dass die Verdunstungen überall und ununterbrochen vor sich gehen, zu jeder Jahres- und Tageszeit unter allen Witterungsverhältnissen, während die Nieder-

schläge in ihren verschiedenen Formen nur zeitweise, und oft mit lange dauernden Unterbrechungen, erfolgen. Ein Regenfall von 25 mm entspricht ungefähr einem gewöhnlichen, kräftigen Landregen in einem Tage; diese ganze Wassermenge wird durch blosse Verdunstung bei 15° C. und 65 % relativer Luftfeuchtigkeit in 5 Tagen wieder in die Atmosphäre übergeführt. Es bedarf aber lange nicht dieser Zeit, da ein grosser Teil der Niederschlagswassers von Bächen und Flüssen aufgenommen und welcher Teil um so grösser wird, je kürzer die Regendauer.

Ein See von 100 qkm Spiegelfläche, durchschnittlich 10,0 m Tiefe, also rund 1000 Millionen Kubikmeter Wasserinhalt, würde bei etwa 10° C. Temperatur und 70 % relativer Feuchtigkeit der Luft in etwa 6 Jahren vollständig verdunstet sein, wenn er keine sichtbaren oder unsichtbaren Zuflüsse hätte.

Die Wasserführung des Rheines ist bei Strassburg im Niederwasserstande 400 cbm in der Sekunde; für eine durchschnittliche Breite des Rheinspiegels von 200 m Strassburg abwärts, und 2,0 m durchschnittlicher Tiefe, würde diese Sekundenwassermenge auf der Strecke von Strassburg bis Holland bei 20° C. Wärme und 65 % relativer Feuchtigkeit der Luft um $^1/_{30}$ verdunsten, wenn der Rhein nicht sichtbare und unsichtbare Zuflüsse hätte.

Nach der beliebten Dreiteilung der oberirdischen Niederschläge entfällt auf die Verdunstung ein Drittel, für Deutschland mit 750 mm Niederschlagshöhe demnach 250 mm Verdunstungshöhe; nun beträgt aber der Wasserbedarf für das Pflanzenwachstum schon mehr als 250 mm, so dass für Bodenverdunstung nichts übrig bliebe, abgesehen davon, dass im Walde und dichtem Pflanzenstande ein grosser Teil der Niederschläge den Boden überhaupt nicht erreicht. Auch bei einer der Wirklichkeit entsprechenden Grösse der Meereszuflüsse kommt man immer zu dem Ergebnis, dass ausser den oberirdischen Niederschlägen noch unterirdische Niederschläge vorhanden sein müssen, um die Erde für die von ihr ausgehenden Dunstmengen genügend zu befeuchten. Dieser Erkenntnis gegenüber verhält sich heute noch die grösste Zahl der Wassergelehrten ablehnend; sie erwarten noch den Messias, der ihnen die frohe Botschaft der Erlösung von ihren vielen zweifelhaften Lehrsätzen bringen soll.

# V. Die atmosphärischen Niederschläge und ihr Verlauf.

Die Dünste, welche durch die Luft der ober- und unterirdischen Atmosphäre nach allen Richtungen getragen und ausgebreitet werden, unterliegen auf ihrer Wanderung durch Änderung ihrer Temperatur- und Druckverhältnisse wesentlichen Verwandlungen aus einer Zustandsform in die andere. Die ausserordentliche Erwärmung durch die Sonne, sowie der unaufhörliche Umsatz der in der Luft und den Wasserdämpfen enthaltenen freien und gebundenen Wärme infolge veränderter Druck- und Temperaturverhältnisse veranlasst eine Überschreitung des Thaupunktes der Luft bald in der Richtung der Temperaturzunahme, bald in derjenigen der Temperaturabnahme. Im ersten Falle wird die Luft mit Zunahme der Temperatur trockener, im zweiten Falle verdichtet sich mit Abnahme der Temperatur unter den Thaupunkt ein Teil der Luftdämpfe zu flüssigem Wasser, dieses unter Umständen zu Eis. Diese Dampfverdichtungen fallen infolge ihrer grösseren Schwere mehr oder weniger rasch abwärts, bis sie festen Boden, sei es auf der Erdoberfläche oder im Erdinnern, erreichen, daher diese Wasser als Niederschläge bezeichnet werden, und welche in der Form von Regen, Thau, Reif und Schnee die Erde befeuchten.

Thau entsteht, wenn die erwärmte Erdoberfläche nach Sonnenuntergang einem unbewölkten Himmel sich gegenüber befindet und daher durch unbehinderte Wärmeausstrahlung sich stark abkühlt, während die über der Erdoberfläche befindliche Luftschicht durch Ausstrahlung viel langsamer ihre Wärme einbüsst. Die kältere Erdoberfläche kühlt daher die sie unmittelbar berührende Luftschicht ab und geschieht dies bis unter den Thaupunkt, so scheiden die überschüssigen Dämpfe als flüssiges Wasser aus, welches in unzähligen, feinen Wasserperlen auf der Oberfläche als Thau erscheint. Ist die in solcher Weise abgekühlte Erdoberfläche mit Pflanzen bedeckt, so sind die unteren Luftschichten durch die Ausdünstung der Pflanzen stark befeuchtet und die Bethauung ist dann auch um so stärker; auch die aus dem Untergrunde aufsteigenden Dämpfe

werden an der kalten Oberfläche verdichtet und als Thau niedergeschlagen. Die Bethauung der Erdoberfläche ist um so stärker, je höher die Erwärmung des Bodens durch die Sonne und je grösser die darauffolgende Abkühlung in der Nacht, je heiterer also der Himmel war; sie ist ferner um so erheblicher, je grösser die relative Feuchtigkeit der unteren Luftschichten über dem Boden, und je weniger diese in Bewegung sind. Bei grösserem Luftwechsel infolge von Winden haben die unteren Luftschichten nicht hinreichend Zeit, sich bis unter den Thaupunkt abzukühlen. In den Tropen sind die Unterschiede zwischen Tag- und Nachttemperatur und daher auch die Thauniederschläge am grössten; der aus der unter- und oberirdischen Atmosphäre auf der Erdoberfläche und unmittelbar unter derselben, in der Wurzeltiefe niedergeschlagene Thau ist in regenarmen Landstrichen die hauptsächlichste Quelle der Pflanzenbefeuchtung, ohne welche alles Pflanzenleben verkümmern würde.

Wenn durch die fortgesetzte Wärmeausstrahlung gegen den unbewölkten Nachthimmel die Bodentemperatur sogar einige Grad unter Null fällt, so werden die aus der Luft ausgeschiedenen Wasserdämpfe nicht nur zu flüssigem Wasser verdichtet, sondern dieses gefriert sogleich, und bedeckt in glänzender Weisse die Erde mit allem, was sich in den unteren Luftschichten darauf erhebt; diesen gefrorenen Thau nennt man „Reif“.

Thau- und Reifniederschläge, wie sie in Milliarden glitzernden Wasserperlen oder in blendend weissen Eiskrystallen am Morgen nach einer kalten Nacht über eine ganze Landschaft sich ausbreiten, können in der unterirdischen Atmosphäre in der oben geschilderten Weise nicht vorkommen, da hier die Bedingung der raschen und grösseren Abkühlung einer Fläche durch Wärmeausstrahlung oder durch eine andere Ursache fehlt; nur im neutralen Untergrunde, besonders unmittelbar unter der Erdoberfläche, wohin deren Temperaturveränderungen sich noch ausdehnen, kommen diese Niederschlagserscheinungen vor.

Findet die Dampfverdichtung in den unteren Luftschichten infolge der Bodenabkühlung nicht in dem Maasse statt, dass das flüssige Wasser zu Boden fällt, sondern wegen geringerer Anhäufung in der Luft als feine Wasserbläschen darin schwebend bleibt, so bezeichnet man diesen schwebenden Thau als „Nebel“.

Wenn nicht nur die untersten, mit der Erdoberfläche in Berührung stehenden Luftschichten, sondern auch die darüber befindlichen noch abgekühlt werden, entsteht Nebel, weshalb mit jedem Thauniederschlag auch Nebel verbunden ist, in dem Maasse, als die Abkühlung der Erdoberfläche von unten nach oben fortgeschritten ist. Nebel können auch durch Mischung zweier Luftschichten von verschiedener Temperatur entstehen, durch Aufsteigen eines warmen Luftstromes in einen kalten oder durch Absinken einer kalten Luftschicht in eine warme. Ferner entstehen Nebel, wenn die Oberfläche eines Gewässers wärmer ist, als die darüber befindliche Luft; die vom Wasser aufsteigenden Dämpfe sättigen zunächst die kühlere Luft und dann werden die überschüssigen Dünste zu Nebel verdichtet. Nebel, d. h. also in der Luft schwebendes flüssiges Wasser, kommen auch in der unterirdischen Atmosphäre vor, da hier ebenfalls die Mischung warmer und kühler Luftströme, sowie die Ausdünstungen warmer Wasser in kühlere Luft stattfinden. Schweben die Nebel in grosser Höhe über der Erdoberfläche, so erscheinen sie uns als „Wolken“, indem sie durch ihre Dichte die Durchsichtigkeit der Luft verringern.

Die Wolken zeigen verschiedene Gestaltung, je nach den Umständen, unter welchen sie sich bilden und in die Luft getragen werden; man unterscheidet danach Feder-, Haufen- und Schichtenwolken, welche wieder, entsprechend ihrer Dichtigkeit, in verschiedene Unterabteilungen zerfallen. Als internationale Bezeichnungen der Wolkenarten hat man folgende angenommen: *Cirrus (Ci.)*, *Cirro-Stratus (Ci.-S.)*, *Cirro-Cumulus (Ci.-Cu.)*, (diese sind die sogenannten Schäfchenwolken), *Alto-Cumulus (A.-Cu.)*, *Alto Stratus (A.-S.)*, *Strato-Cumulus (S.-Cu.)*, *Nimbus (N.)* oder Regenwolke, *Cumulus (Cu.)* oder Haufenwolke, *Cumulus-Nimbus (Cu.-N.)* oder Gewitterwolke, *Stratus (S.)* oder gehobener Nebel.

Wenn sich die Nebel oder Wolken durch fortgesetzte Nebelbildungen so weit verdichten, dass sie zu schwer werden, um von der Luft noch getragen werden zu können, so bilden sich zunächst kleine Wassertropfen, die als Regen zur Erde fallen; diese Tropfen sind anfänglich sehr klein, werden aber während ihres Falles durch die nebelige oder feuchte Luft infolge Anschlusses anderer Tropfen immer grösser. Sie werden

um so grösser, je wärmer und feuchter die von ihnen durchfallenen Luftschichten und je grösser ihre Fallhöhe ist. Aus diesem Grunde haben die bei schwüler Gewitterluft niedergehenden ersten Regentropfen meist eine ungewöhnliche Grösse (in unserem Klima 4—6 mm), die jedoch in dem Maasse abnimmt, als sich die Luft während der Dauer des Regenfalles abkühlt. In den Tropen, wo die Atmosphäre besonders in den unteren Schichten eine hohe Temperatur und relative Feuchtigkeit hat, fallen Regentropfen von 20—25 mm Durchmesser.

Wie die Wolken durch Abkühlung der Luft sich bilden, so können sie auch durch Erwärmung wieder aufgelöst werden; infolge ihrer Schwere haben sie das Bestreben zu sinken, wodurch sie mit wärmeren, von unten aufsteigenden, nicht gesättigten Luftschichten in Berührung kommen, welche die Nebel wieder verdampfen und damit die Wolkenmassen verringern. Mit dieser Auflösung der Wolken in der Richtung von unten kann auch eine Auflösung derselben von oben durch die von der Sonnenbestrahlung verursachte Erwärmung veranlasst werden. Ein Unterschied zwischen der Wolkenauflösung von unten oder von oben besteht darin, dass die an der unteren Fläche der Wolken veranlassten Dampfbildungen in wärmere Luftschichten gelangen und diesen zur Erhöhung ihrer Feuchtigkeit dienen, während die von der oberen Wolkenfläche ausgehenden Dämpfe in die kältere Oberluft aufsteigen und zu neuen Wolkenbildungen wieder verdichtet werden. Nach der Höhe, in welchen die Wolken über der Erdoberfläche schweben, unterscheidet man:

Obere Wolken in einer durchschnittlichen Höhe von 9000 m über dem Meere.

Mittelhohe Wolken mit einer Höhe von 3000—7000 m.

Untere Wolken unter 2000 m Höhe.

Wolken der unteren Luftströmungen mit einer Meereshöhe von 1400—1800 m.

Gehobene Nebel unter 1000 m Höhe.

*Cirrus*-Wolken, die man bis zu einer Höhe von 16000 m beobachtet hat, schweben so hoch, dass sie nur aus Eiskrystallen bestehen, wie ja auch in den unteren Luftschichten durch Sinken der Lufttemperatur bis unter Null, die Niederschläge nicht

flüssig als Regen, sondern gefroren, als Schnee die Erdoberfläche erreichen.

Da Wolken nur in höheren Luftschichten schwebende Nebel sind, so ist ihr Vorkommen in der unterirdischen Atmosphäre auch nicht ausgeschlossen, weil auch hier mehr oder weniger grössere Anhäufungen von in der Luft schwebendem flüssigem Wasser sich bilden. Auch findet unter der Erdoberfläche derselbe Vorgang des Auflösens der Wolken, sowie der Niederschläge aus denselben statt, je nachdem sie sich mit wärmeren oder kälteren Luftschichten mischen. Wenn auch die Luftmischung in der unterirdischen Atmosphäre nicht so häufig wechselnd und rasch sich vollzieht wie in der oberirdischen Atmosphäre, so sind dagegen in der unterirdischen Luft infolge ihrer hohen Temperatur relativ viel grössere Dampfmassen angehäuft als in der Aussenluft dies möglich ist; deshalb sind die Niederschläge im Innern der Erde stetiger, gleichmässiger verteilt und wasserreicher. Schneefälle kommen unterhalb der neutralen Temperaturgrenze nicht vor; sie können sich nur innerhalb des neutralen Untergrundes ereignen, wenn die von unten aufsteigenden Dämpfe mit dem gefrorenen Boden unter der Oberfläche in Berührung kommen.

Die jährlichen Niederschlagsmengen sind örtlich sehr verschieden und hauptsächlich von dem durchschnittlichen Feuchtigkeitsgehalte der Luft abhängig; reicher Dampfgehalt der Luft bewirkt auch ausgiebige Niederschläge. Das Dampfsättigungsvermögen der Luft wächst mit deren Temperatur, weshalb die jährliche Niederschlagsmenge auch mit der örtlichen mittleren Jahrestemperatur im allgemeinen zu- und abnimmt. Diese Jahresniederschläge der oberirdischen Atmosphäre sind in den Tropen am grössten und werden verhältnismässig kleiner, je mehr man sich den Polen nähert. Diese allgemeine Regel erleidet jedoch viele Abweichungen, wodurch eine sehr unregelmässige Verteilung der Niederschläge über die Erdoberfläche veranlasst wird. Die Niederschläge auf die Meeresflächen zeigen zwar eine regelmässigere Verteilung innerhalb der Grenzen gleicher Jahrestemperaturen, sind aber doch wesentlich beeinflusst durch die über die Meere streichenden Luftströme und durch die Nähe des Landes.

Auf dem Lande sind es hauptsächlich die Winde, welche die Niederschläge begünstigen oder beschränken. Warme, stark befeuchtete Seewinde bringen dem Lande reichliche Niederschläge, die sich mit der Entfernung von der Küste vermindern; trockene, kühle Landwinde können selbst dann, wenn sie über wärmere Landstriche gelangen, keine wasserreichen Niederschläge erzeugen, weil sie schon zu ihrer eigenen Sättigung einen Teil der Wasserdämpfe aufnehmen.

Von besonderem Einfluss auf die Bildung von Niederschlägen sind die Gebirge, wenn die herrschende Windrichtung senkrecht (oder nahezu senkrecht) zur Richtung des Gebirgszuges, der Kammlinie desselben, ist; sind diese herrschenden Winde feucht und warm, so kühlen sie sich zuerst an den dem Winde zugekehrten Gebirgsabhängen und fallen daher hier auch die stärksten Niederschläge, mehr oder weniger, je nach dem Temperaturunterschiede und der Höhe des Gebirges. Die dem Winde abgewendeten Gebirgshänge erhalten danach weniger Niederschläge; ist das Gebirge sehr hoch, so dass die feuchtwarmen Winde an der Wetterseite desselben aufsteigen und die Luft hier allmählich ihre Feuchtigkeit, Wärme und Spannung vermindert, so können diese Luftströme nach dem Überschreiten des Gebirgskammes an den hinter dem Winde liegenden Abhängen mit nur geringer Feuchtigkeit anlangen, und da ihre Feuchtigkeit immer mehr abnimmt, je tiefer sie hinabgleiten, so müssen sie ihre Temperatur wieder erhöhen, wie bei den sogenannten Föhnwinden. Niederschläge können solche trockene Luftströme in ihrem weiteren Verlauf über das Land nicht bewirken.

Hochgebirge sind wegen der grösseren Abkühlung, welche ihre oberen Gebiete in warmen Luftschichten verursachen, niederschlagsreicher als Mittelgebirge, und diese erhalten mehr Niederschlagswasser als die Tiefebenen, bei sonst gleichen klimatischen Verhältnissen.

Landstrecken, die ausgedehnte Waldungen, sowie stark bepflanztes Ackerland aufweisen, zeigen eine grosse jährliche Verdunstung mit ziemlich gleichmässiger Jahresverteilung und erfreuen sich infolgedessen auch grösserer und gleichmässiger Niederschläge als solche Länder, deren Bodenfläche nur geringen

Pflanzenwuchs trägt. Im Walde z. B., wo die Feuchtigkeit besonders durch Streu- und Moosdecke viel länger zurückgehalten wird als im freien, wenig bepflanzten Felde, ist infolge der fortgesetzten Verdunstung dieser Feuchtung und der Beschattung durch die Bäume die Temperatur im Sommer eine niedrigere als auf dem freien Felde; beim Zusammentreffen der Waldluft mit der freien Luft werden daher, sobald die letztere genügend feucht, immer Niederschläge entstehen, und zwar um so mehr, weil die Waldluft schon wegen der geringeren Luftbewegung innerhalb grösserer Waldbestände eine grosse relative Feuchtigkeit besitzt. Wegen dieser geringeren Beeinflussung der Luftströmungen im Walde durch Winde ist die Luftbewegung hier meist an den Bäumen senkrecht auf- und absteigend. Je höher und dichter die Bäume, desto grösser der Temperaturunterschied zwischen Wald- und Freiluft, und desto grösser die relative Feuchtigkeit der Waldluft. Im Winter ist der Wald wärmer als im Freien, weshalb auch in dieser Jahreszeit, wenn die Waldluft über den Wipfeln der Bäume sich mit Freiluft mischt, Nebelbildungen und Niederschläge durch den Wald veranlasst werden. Ähnlich wie der Wald verhält sich in dieser Beziehung jeder mit Pflanzenwuchs bedeckte Boden, wenn auch nicht in demselben Maasse; dichter Stand und Höhe der Pflanzen, sowie die Grösse der in ununterbrochenem Zusammenhange bewachsenen Fläche bedingen die ausgleichende Wirkung auf den Gang der Jahresniederschläge. Diejenigen Waldsäume, welche der herrschenden Windrichtung ausgesetzt sind, haben eine mit der Freilufttemperatur mehr übereinstimmende Temperatur, sowie auch annähernd gleiche relative Feuchtigkeit; in windgeschützten Thälern sind die Unterschiede in dieser Hinsicht dagegen am grössten. Die ständiger Sonnenbestrahlung ausgesetzten Berghänge werden durch dichten Waldbestand vor völliger Austrocknung geschützt, während die im Schatten liegenden Berghänge durch solchen Waldbestand Schutz gegen Frost finden. Der Wald wirkt nicht nur als Feuchtigkeits-, sondern auch als Wärmeregler segenspendend seiner weiten Umgebung.

Bezüglich des Verlaufes der Niederschläge ist jeder Pflanzenwuchs der Erdoberfläche von sehr erheblichem Einflusse, und besonders der Wald, weil dieser den Boden fast ganz

geschlossen, wie ein Schirm überdeckt; ein grosser Teil der Niederschläge, welcher auf bepflanzte Bodenflächen niedergeht, erreicht nämlich gar nicht den Boden, sondern bleibt an den Blättern, Zweigen, Stengeln, Ästen und Stämmen haften, um von hier aus, ohne dass sie auf den Boden gelangen, sogleich wieder zu verdunsten. Kurze Regenfälle benetzen daher den Boden weniger, als lange andauernde, deren Wasser an den schon benetzten Pflanzen zum Boden in grösserem Maasse ablaufen kann.

Wie sich der Wald in dieser Beziehung verhält, geht aus den von der österreichischen Forstverwaltung angestellten und veröffentlichten Beobachtungen hervor, welche in untenstehender Tabelle zusammengefasst sind; die Beobachtung erstreckt sich auf die Dauer eines mässigen Landregens vom 12. Juni morgens bis 14. Juni nachts und betrug die Gesamthöhe dieses Landregens 52,6 mm.

| Bäume | Es regnete nach Rechnung auf die Krone | Nach ombrometr. Mittelwerten drangen auf den Boden | Es wurden am Stamme abgeführt zum Boden | Summe der auf den Boden gelangenden Regen | Durch Verdunstung gingen verloren | Es gelangten Prozent des auf die Krone gefallenen Wassers auf den Boden | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | ohne | mit Einrechnung des am Stamme abgeführten Wassers |
| | Liter | Liter | Liter | Liter | Liter | % | % |
| Buche | 3406 | 1839 | 200 | 2039 | 1307 | 54,0 | 61,6 |
| Eiche | 3170 | 1983 | 200 | 2183 | 987 | 62,5 | 68,9 |
| Ahorn | 4819 | 3142 | 200 | 3342 | 1477 | 65,2 | 69,4 |
| Fichte | 1573 | 481 | 16 | 497 | 1076 | 30,6 | 31,6 |

Danach erreichen im Laubwalde nur $^2/_3$ der Regen, im Nadelwalde nur $^1/_3$ den Boden, während der übrige Teil sogleich wieder verdunstet, ohne dass er den Boden oder dessen Streu- und Moosdecke trifft. Dabei bleibt zu berücksichtigen, dass der beobachtete Regen ein etwa 36 Stunden dauernder Landregen von ziemlicher Stärke (52,6 mm oder $^1/_{15}$ des durchschnittlichen Jahresniederschlags) war, so dass im Beobachtungs-

falle verhältnismässig mehr Wasser auf den Boden gelangte, als dies bei Regenfällen von kurzer Dauer der Fall ist. Wäre z. B. dieser ununterbrochene 36-stündige Landregen in fünf einzelnen, durch mehrtägige Trockenheit unterbrochenen Regenfällen niedergegangen, so hätten die Bäume fünfmal statt einmal benetzt werden müssen, wodurch die Bodenbenetzung wesentlich verringert worden wäre.

Aber nicht nur die hochstämmigen Waldbäume sind dem Zubodenfallen der Niederschläge hinderlich, auch das sogenannte Unterholz, Gesträuche, Graswuchs, Moos und Streu halten die Niederschläge vom Boden zurück, so dass eigentlich nur bei lange dauernden Regen der Boden selbst einigermaassen davon getroffen wird. Nach forstwirtschaftlichen Untersuchungen kann Moosrasen eine Wassermenge von 10—15 mm Niederschlagshöhe wie ein Schwamm aufsaugen und zurückhalten; diese Niederschlagshöhe von 15 mm entspricht schon einem beachtenswerten Regenfalle in unserem Klima. Die Laubstreu kann auf 100 kg Streu im lufttrockenen Zustande 200—250 kg Wasser zurückhalten, also mehr als das Doppelte ihres Eigengewichtes; die Nadelholzstreu hält auf 100 kg Eigengewicht nur 110—160 kg Wasser zurück. Bei stark vorgeschrittener Fäulnis kann die Laubstreu sogar undurchlässig werden, so dass das Niederschlagswasser auf ihrer Oberfläche verläuft.

Nächst den Regen- sind die Schneefälle im gemässigten Klima die wasserreichste Form der Niederschläge; Schnee ist gefrorener Regen, daher Schneefälle nur bei Lufttemperaturen unter Null vorkommen. Während die Regenniederschläge meist rasch verlaufen und verdunsten, haften die Schneefälle häufig längere Zeit an der Erdoberfläche, bis sie teils verdunstet, teils geschmolzen und verlaufen sind. Je länger diese Lagerung der Schneedecke dauert, desto grösser ist die von ihr ausgehende Befeuchtung der Luft und des Bodens. Oberhalb der Grenze des ewigen Schneees, die örtlich verschieden hoch über dem Meere liegt, hört die Schneeschmelze auf, der Schnee bleibt liegen, soweit er nicht verdunstet. Die Schneegrenze ist bei gleicher geographischer Lage der Orte doch verschieden hoch gelegen, weil je nach der Bodenart, seiner Lage und seiner Bebauung die Bodenerwärmung durch die Sonne eine sehr ver-

schiedene ist. Lockerer und feuchter Boden erwärmt sich nicht so stark als dichter und trockener Boden; die den Sonnenstrahlen zugekehrten Gebirgshänge erreichen eine höhere Temperatur als die im Schatten liegenden, und dementsprechend verschiebt sich auch die Höhe der Schneegrenze mehr oder weniger.

Zu erwähnen bleibt noch, dass für einen unter gleichen klimatischen Einflüssen stehenden Landstrich die jährliche Niederschlagsmenge wächst mit Zunahme der Höhenlage eines Ortes über dem Meere; dagegen ist die Menge eines Niederschlages, z. B. eines und desselben Regenfalles auf die Flächeneinheit in einer bestimmten Zeit für Orte in verschiedener Meereshöhe auch verschieden, und zwar wird sie um so kleiner, je höher man die Messungsstelle legt, denn je höher man in der Niederschlagsatmosphäre steigt, desto geringer wird die Mächtigkeit der Regen spendenden Luftschichten. Durch Versuche hat man an einzelnen Orten gefunden, dass bei einem Höhenunterschiede von 50 m die Regenmengen eines und desselben Regens sich zu einander verhalten: im Sommer wie 2 : 3, im Winter wie 1 : 2.

Der Vorgang der atmosphärischen Niederschläge ist innerhalb des neutralen Untergrundes ein anderer als in der unterirdischen Atmosphäre unterhalb der neutralen Temperaturgrenze, denn der neutrale Untergrund ist bezüglich seiner Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse wesentlich stärker und anders durch die Verhältnisse über der Erdoberfläche beeinflusst, als die oben von der unveränderlichen neutralen Temperatur begrenzte unterirdische Atmosphäre.

Die neutrale Temperatur, welche der mittleren Jahrestemperatur der Oberfläche der Erde an derselben Stelle entspricht und deshalb als unveränderlich angesehen werden kann, begrenzt den neutralen Untergrund von unten, während seine obere Grenze, die Erdoberfläche, sehr veränderliche Temperatur im Umlaufe eines Jahres annimmt, so dass die Gesamttemperatur dieses Untergrundes eine stets schwankende ist, wie diejenige der Aussenluft über der Erdoberfläche.

Erhebt sich die Temperatur der Aussenluft über die mittlere Jahrestemperatur, so erwärmt sich der Untergrund von

oben nach unten in dem Maasse dieses Temperaturunterschiedes; sinkt jedoch die Aussentemperatur unter das Jahresmittel, so kühlt sich der Untergrund von oben nach unten dementsprechend ab. Auf die tiefere unterirdische Atmosphäre kann sich diese Erwärmung und Abkühlung des Untergrundes nicht ausdehnen, weil beide, ehe sie die untere Grenze des Untergrundes erreichen, durch die von unten aufsteigende Erdwärme wieder auf die Höhe der mittleren Jahrestemperatur zurückgeführt werden.

Bezüglich des Einflusses der relativen Feuchtigkeit der Aussenluft auf diejenige der Grundluft ist eine solche unüberschreitbare Grenze zwischen Untergrund und unterirdischer Atmosphäre nicht vorhanden; nur stellenweise, in besonders wasserreichen Thalniederungen, befindet sich über undurchlässigem Boden eine Ansammlung flüssigen Grundwassers, welches die Verbindung der darüber stehenden Grundluft mit der unterirdischen Atmosphäre an diesen Stellen unterbricht. Über den Wasserrand, welcher diese Grundwasserbecken begrenzt (und örtlich begrenzt sind diese Becken alle) hinaus, steht jedoch deren Grundluft sowohl mit der Aussenluft, als auch mit der unterirdischen Atmosphäre in Verbindung.

Hat die Luft über der Erdoberfläche eine höhere als die mittlere Jahrestemperatur und zugleich eine grosse relative Feuchtigkeit, so wird zunächst die Grundluft an der Erdoberfläche sich auch erwärmen, ausdehnen, und über die Oberfläche aufsteigen, wodurch andererseits das Absinken von warmer Aussenluft in den Untergrund veranlasst wird; diese wärmere Luft erniedrigt hier durch Erwärmung des Untergrundes ihre Temperatur und wenn dies in dem Maasse geschieht, dass dabei der Thaupunkt überschritten wird, so erfolgen Niederschläge aus der feuchten Aussenluft in den Untergrund. Diese Niederschläge treten um so eher ein und sind um so stärker, je grösser der Temperaturunterschied zwischen Aussen- und Grundluft, und je grösser die relative Feuchtigkeit der Aussenluft. Diese Niederschläge sinken in dem Untergunde tiefer, bis sie durch eine undurchlässige Bodenschicht unmittelbar oder mittelbar durch eine darüber schon vorhandene Wasseransammlung zurückgehalten werden, um diese Grundwasser zu vermehren. Hat die Erdoberfläche eine geringere Temperatur als der mittlere Jahres-

durchschnitt, und hat die Aussenluft bei niederer Temperatur zugleich auch wenig Feuchtigkeit, so findet in diesem Falle zunächst durch die Abkühlung der Grundluft unter der Oberfläche ein Absinken der oberen Grundluft nach unten und dadurch ein Nachströmen der kalten Aussenluft in den Untergrund statt. Die untere, wärmere Grundluft ist durch die aus dem Erdinnern aufsteigenden Dämpfe immer gesättigt, so dass bei ihrer Mischung mit der kälteren Aussenluft auch immer Niederschläge im Untergrunde erfolgen müssen, und zwar auch im Verhältnis des Temperaturunterschiedes und Feuchtigkeitsgehaltes der Aussenluft.

Steigt Grundluft, die immer stark befeuchtet ist, mit niedriger Temperatur in die wärmere oberirdische Atmosphäre auf, so erwärmt sie sich hier und wird trockener, wenn nicht die Aussenluft feuchten Ersatz liefern kann. Ist aber die Aussenluft kälter als die aufsteigende Grundluft, so wird über der Erdoberfläche durch Mischung beider gleich eine Dampfverdichtung entstehen, welche als über den Erdboden sich ausbreitender Nebel erscheint.

Ist die Erdoberfläche mit Schnee bedeckt, dann ist die Verbindung der Aussenluft mit der Grundluft erheblich gehindert. Die noch durch die Schneedecke von unten nach oben oder von oben nach unten dringende Luft nimmt je nach der Dicke der Schneeschicht mehr oder weniger die Schneetemperatur an; die nach aussen steigende warme Grundluft wird im Schnee abgekühlt, und die in den Untergrund absinkende Aussenluft nähert ihre Temperatur derjenigen des Schnees. Diese Luftbewegung durch den Schnee veranlasst Niederschläge darin, welche ebenfalls gefrieren, so lange die Aussentemperatur unter Null bleibt. Dadurch wird der Schnee immer dichter, bis er gar keine Luft mehr durchlässt. Unter der Schnee- und Eisdecke der Erdoberfläche bleibt die Grundluft infolge ihrer Abkühlung an der Unterfläche der Frostdecke in ständiger Bewegung ab- und aufwärts. Die aufsteigende feuchtwarme Grundluft giebt bei ihrer Abkühlung unter der Erdoberfläche Niederschläge ab, wodurch die Unterfläche der Schnee- und Eiskruste erwärmt, und, wenn dies in erhöhtem Maasse geschieht, auch teilweise abgeschmolzen wird, in welchem Falle die Niederschlags-

und die Schmelzwasser in den Untergrund absinken. Bei fortgesetzt zunehmendem Froste findet ein Abschmelzen jedoch nicht statt, sondern es gefrieren sogar die in den oberen Schichten des Untergrundes sich ergebenden Niederschläge aus der abgekühlten Grundluft, bis durch die entgegenwirkende, von unten aufsteigende Erdwärme dem Fortschreiten des Gefrierpunktes eine Grenze gesteckt wird.

Grundwasser-Ansammlungen innerhalb des Untergrundes, haben um so lebhaftere Verdampfung, je mehr trockene und kältere Luft von aussen mit der über den Wassern stehenden, gesättigten Grundluft wechselt. Dies kann nur der Fall sein im Winter, wenn die Aussenluft kälter als die Grundluft ist; die in den Untergrund dringende kältere Luft erwärmt sich hier, wird noch trockener und giebt dadurch Veranlassung zur Dampfentwickelung aus den Grundwassern. Diese Dampfentwickelung ist um so grösser, je näher die Grundwasser der Erdoberfläche stehen, je lockerer der Untergrund und die Decke der Erdoberfläche und je grösser der Temperaturunterschied zwischen Aussen- und Grundluft, sowie je grösser die Trockenheit der Aussenluft ist. Je weiter sich das flüssige Grundwasser von der Erdoberfläche entfernt, desto mehr findet schon eine Ausgleichung der Temperatur- und Feuchtigkeitsunterschiede bei der Mischung von Grund- und Aussenluft statt, desto weniger kommt das flüssige Grundwasser mit ungesättigter Luft in Berührung und verdampft daher um so geringere Wassermengen, welche mit der aufsteigenden Grundluft in die oberirdische Atmosphäre entführt werden. — Innerhalb des neutralen Untergrundes findet demnach ein unaufhörlicher Umsatz von Feuchtigkeit statt, sowohl durch Niederschläge aus der feuchten Luft, als durch Dampfbildung aus den Grundwassern. Die Niederschläge stellen eine Wasserzufuhr aus der unter- und oberirdischen Atmosphäre dar, teils von der eindringenden Unter- und Aussenluft, teils von dem Abtauen der Schneedecke der Erdoberfläche herrührend, während die Dampfentwickelungen aus der Grundfeuchtigkeit eine Wasserabgabe an die oberirdische Atmosphäen darstellen, in Verbindung mit den von der Unterluft in die oberirdische Atmosphäre aufsteigenden Dämpfen.

Im ersten Falle wird der Untergrund befeuchtet, im

zweiten aber ausgetrocknet; wenn nun auch die Feststellung der positiven Werte dieser Feuchtigkeitseinnahmen und -Ausgaben nicht möglich ist, so ergiebt sich doch aus der im grossen Jahresdurchschnitt unveränderlichen Untergrundfeuchtigkeit, dass Einnahmen und Ausgaben, abgesehen von einzelnen zeitlichen Schwankungen, sich stets das Gleichgewicht halten, d. h. gleich gross sind.

Offen ist jedoch noch die Frage, in welchem Verhältnis die ober- und unterirdische Atmosphäre an der Befeuchtung des Untergrundes beteiligt sind; liefert die eine oder die andere Atmosphäre mehr oder weniger Feuchtigkeit als sie aus dem Untergrunde empfängt? Die oberirdische Atmosphäre empfängt aus der Grundluft Feuchtigkeit durch die über die Erdoberfläche sich erhebenden Dämpfe und durch Vermittelung der Pflanzenernährung, indem das von den Wurzeln dem Untergrunde entnommene Wasser als Dampf in die oberirdische Atmosphäre ausgetrieben wird, dessen Grösse wir im Abschnitt IV zu 40 % der oberirdischen Landesniederschläge angenommen haben; zur Bestimmung der erstgenannten, unmittelbar in die Aussenluft gelangenden Dampfmenge fehlt jedoch jeder zahlenmässige Anhaltspunkt. Die Wasserzuführung aus der oberirdischen Atmosphäre in den Untergrund besteht in den von der Aussenluft dahin gebrachten und niedergeschlagenen Dämpfen, deren Mengenbestimmung auch nicht möglich ist, und in der Zuführung flüssigen Wassers durch Einsickerung von der Oberfläche in den Boden; da aber, wie ebenfalls im Abschnitt III schon erwähnt ist, von den oberirdischen atmosphärischen Niederschlägen, welche das flüssige Wasser der Erdoberfläche liefern, schon 80 % wieder verdunsten und ein beträchtlicher Teil schon auf der Oberfläche wieder dem Meere zugeführt wird, so kann ein erheblicher Betrag flüssigen Wassers unmöglich durch Einsickerung in den Boden gelangen; soweit eine solche Sickerung möglich ist, dient sie als Beitrag zur Pflanzenernährung oder verdunstet wieder in die Aussenluft. Der beträchtlichste Teil der von oben dem Untergrunde zugeführten Feuchtigkeit besteht daher aus den Niederschlägen, welche von dem Absinken oberirdischer, feuchter Luft in den Untergrund herrühren und welche, im Verein mit den aus der

unterirdischen Atmosphäre zugeführten Dämpfen, den Untergrund vor Austrocknung durch die Sonnenwärme und durch die Pflanzenernährung bewahren. Eine zahlenmässige Feststellung der Wassermengen, welche diese vereinigten Bewässerer des Untergrundes liefern, ist nicht zu bewirken; sie muss jedoch bedeutend sein, da sie als Ersatz zu dienen hat für die aus dem Untergrunde als sichtbare oder unsichtbare Quellen wieder an die Erdoberfläche abfliessenden Wasser. Nach der alten, schon mehrfach erwähnten, verbrauchten Regel der Quellensucher soll die von den Quellen gelieferte Wassermenge $^1/_3$ der oberirdischen Landesniederschläge betragen; dies stimmt allerdings mit der Wirklichkeit nicht überein, die fragliche Wassermenge ist jedoch bedeutend, was schon durch unsere Bäche, Flüsse, Seeen veranschaulicht wird, da diese den grösseren Teil ihrer Wasser durch Zuflüsse, sichtbar oder unsichtbar, aus dem Grundwasser erhalten. In Deutschland z. B. beträgt die von den Flüssen und Strömen dem Meere zugeführte Wassermenge etwa 47 % der Jahresniederschläge. Daraus kann man den Schluss ziehen, dass dem Erdinnern, soweit dasselbe sich über den Meeresspiegel erhebt, grosse Wassermengen zugeführt und dort flüssig gemacht werden müssen, um den erwähnten Abfluss an die Erdoberfläche wieder zu ersetzen; die Wasserspeisung kann nur durch Niederschläge von Dämpfen bewirkt werden, welche von der ober- und unterirdischen Atmosphäre an die Niederschlagsstelle getragen wurden. Die Quellenabflüsse bestehen aus Wasser, das sowohl aus dem neutralen Untergrunde, als aus dem Gebiete der unterirdischen Atmosphäre unterhalb der neutralen Grenztemperatur stammen kann; für die Unterscheidung dieser Wasser dient deren Temperatur, indem die aus dem neutralen Untergrunde kommenden Quellwasser die mittlere Jahrestemperatur, beständig oder schwankend mit der Jahreszeit, aufweisen, während die Wasser der unterirdischen Atmosphäre ständig und gleichmässig eine höhere Temperatur als die mittlere Jahrestemperatur ihres Ursprungsortes besitzen.

Die Luft, welche aus der oberirdischen Atmosphäre in den Untergrund sinkt, bewirkt alle aus ihr möglichen Niederschläge schon innerhalb des neutralen Untergrundes, indem sie

sich jenseits dessen neutraler Temperaturgrenze wieder erwärmt, ihr Sättigungsvermögen immer mehr erhöht, je weiter sie sinkt. Die Niederschläge, welche unterhalb der neutralen Temperaturzone erfolgen, also in der unterirdischen Atmosphäre, können daher nur durch den Dampfgehalt der aus dem Erdinnern aufsteigenden Luft veranlasst werden. Da nur ein Teil dieser unterirdischen Niederschläge durch Abfluss an die Erdoberfläche dem Erdinnern entzogen wird, eine Wasserzuführung, wie oben schon erwähnt, aber aus der oberirdischen Atmosphäre ausgeschlossen ist, so müssen dem Erdinnern auf anderem Wege die Ersatzwasser zugeführt werden. Diese unterirdische Wasserlieferung leistet das Meer, dessen Boden, die unterseeische Erdoberfläche, ebenfalls Risse, Spalten und Klüfte hat und der selbst bei geschlossenem Gefüge unter dem hohen Wasserdruck, welchen das Meer mit zunehmender Tiefe auf seinen Boden ausübt, nicht undurchlässig ist. Für eine Meerestiefe von 103 m beträgt der Druck schon 10 Atmosphären, für 1033 m demnach 100 Atmosphären oder 1 Million Kilogramm auf 1 qm. Meerestiefen von einigen Tausend Metern sind aber in sehr ausgedehntem Maasse vorhanden, ja es kommen solche von 7—8000 m vor. Die Erdoberfläche erstreckt sich einerseits ungefähr bis zu demselben Maasse an Tiefe unter das Meer, als sie sich anderseits durch die oberseeischen Gebirge über den Meeresspiegel erhebt.

Die bedeutendsten Hydrotekten behaupten ohne Bedenken, dass das oberirdische Niederschlagswasser, welches das trockene Land benetzt, soweit es nicht oberflächlich ablaufe oder verdunste, in die Tiefen der Erde versickere, und dass alles hier sich vorfindende Wasser von diesen Einsickerungen herrühren müsse. Wenn nun dem kaum einige Centimeter hoch die Erdoberfläche bedeckenden Niederschlagswasser diese Kraftleistung zugetraut werden kann, wie viel mehr muss das unter einer tausendfach grösseren Pressung stehende Meerwasser in die unter dem Meeresspiegel liegende Erdoberfläche eindringen. Ausserdem ist die Flächenausdehnung des Meerbodens drei Mal so gross als die des trockenen Landes, das dem Meere dazu durch seine Küstenausdehnung von 34 000 Meilen eine ausserordentlich grosse, unmittelbare Angriffslinie bietet. —

Beredtes Zeugnis von dem Eindringen des Meerwassers in das Erdinnere geben die zahlreichen Vulkane, von denen etwa 300 heute noch in Thätigkeit sind; die Vulkane liegen immer in der Nähe der Meeresküsten, oder an Stellen des Binnenlandes, deren Umgebung mit Seeen bedeckt ist oder war, wie z. B. die asiatischen Vulkane im Gebiete des Tarim, welcher den See Lop Noor bewässert, in Mittelasien. Selbst im Meeresgrunde giebt es Vulkane, die sich teils durch heftige Aufwallung des Meeres, verbunden mit Zischen und Brausen bemerkbar machen, teils durch Emporheben einer feuerspeienden Insel, die entweder von der Meeresflut wieder weggespült wird, oder auch dauernd bestehen bleibt.

Vulkane entstehen, wenn die durch Wärme und Wasser bewirkten Bodenzersetzungen im Erdinnern so weit vorgeschritten sind, dass die dabei sich entwickelnden Gase und Dämpfe eine sehr hohe Spannung erreichen können; diese erhitzten und hochgespannten Massen drängen zu einem Auswege nach oben, wozu ihnen zunächst vorhandene Erdspalten im Innern dienen können. Bieten diese nicht genug Raum zum vollen Austritt über die Erdoberfläche, so brechen die aufwärts drängenden Massen sich gewaltsam Bahn, donnernd Alles vor sich hertreibend. Die Erdoberfläche erhebt sich, türmt sich auf, bis an einer Stelle ein Durchbruch erfolgt. Felsblöcke, Brocken und Schlacken mit Asche, werden in die Luft geschleudert, aus den Dampfwolken schiessen Blitze und die glühende Lava strömt über den Rand des Kraters. So entstanden und entstehen heute noch Vulkane. Im Jahre 1759 z. B. erhob sich in wenigen Tagen aus einer mit Mais und Zuckerrohr bepflanzten Ebene in Mexiko unter mächtiger Lavaergiessung ein Vulkan, Jorullo genannt, 480 m hoch über seine Umgebung.

Die vulkanischen Ausbrüche zeigen keine glühende Lava, dagegen gewaltige Schlammergüsse, wenn der ihren Ursprung darstellende Zersetzungsort im Erdinnern nicht in einer Tiefe liegt, wo eine Erhitzung der Bodenmasse bis zum Schmelzgrad möglich ist.

Bei den vulkanischen Ausbrüchen werden grosse Massen Wasserdämpfe, und ausser Kohlen- und Schwefelwasserstoff ungeheure Mengen von Chlordämpfen ausgestossen; die letzten

rühren von der Zersetzung des im Meerwasser enthaltenen Salzes (Chlornatrium) her. Wenn diese Zersetzung des Salzes im Erdinnern nicht vollständig bewirkt werden konnte, kommt es sogar vor, dass unzersetztes Salz mit ausgeworfen wird, welches unterhalb der Krater in Spalten und Klüften der Erdoberfläche sich ablagert. Nach jedem vulkanischen Ausbruch tritt Ruhe ein von mehr oder minder langer Dauer; während der Ruhezeit erheben sich gewöhnlich aus dem Krater noch Dämpfe. In dem Krater des Mauna Roa auf Hawai ist ein glühender, auf- und abwogender Lavasee von 500 m Durchmesser sichtbar, der von Zeit zu Zeit, wenn die in der Lava sich entwickelnden Gase und Dämpfe eine gewisse Spannung erreicht haben, aufgetrieben wird und die geschmolzene Lava über den Krater schleudert.

Welch riesiger Zersetzungsprozess im Erdinnern einem Vulkan-Ausbruch vorausgehen muss, erhellt aus den ungeheuren Massen Lava und Schlamm, welche von den Vulkanen ausgeworfen werden, abgesehen von den ausgestossenen Gasen und Dämpfen, welche in mächtigen Garben aus den Kratern in die Höhen schiessen und sich als Wolken ausbreiten. Der glühende Lavastrom, der dem Vesuv bei einem seiner heftigsten Ausbrüche entquoll, erreichte eine Länge von 5600 m und eine grösste Breite von 650 m; der Lavastrom des isländischen Vulkans Hekla brachte es bei einem Ausbruche auf eine Länge von 22000 m, mit einer grössten Breite von 2300 m und einer Dicke von 24 m. Der Strom bestand demnach aus 300 Millionen Kubikmeter Lava. Grösser noch war in einem Falle der Lavaerguss des Vulkans Skaptar Jökul auf Island, dessen Strom eine Länge von 30000 m, eine Breite von 11000 m und eine Dicke von 30 m erreichte. Die Schlammvulkane werfen eine mächtige Flut von Schlamm und Wasser aus, die oft von Steinen und Felsblöcken begleitet sind; z. B. die Schlammvulkane bei Karthagena in Südamerika, der Makaluba auf Sizilien, sowie die noch viel heftigeren auf Taman und Kertsch zwischen dem Asowschen und Schwarzen Meere, deren ausgeworfene Schlammhügel oft mehr als 100 m hoch sind.

Durch die Entstehung und den Verlauf dieser Erscheinungen werden folgende Thatsachen festgestellt:

Die Erdwärme nimmt mit der Tiefe fortgesetzt in dem Maasse zu, dass sogar die Schmelztemperatur der Lava erreicht wird, die am Zersetzungsorte sich vorfindenden Stoffe teils zerlegt werden, teils neue Verbindungen eingehen, die Gase und Dämpfe eine so hohe Spannung erhalten, dass sie im Stande sind, die Erdrinde zu durchbrechen, mit grosser Gewalt in die oberirdische Atmosphäre aufsteigen und zugleich die schweren Schlamm- und Lavamassen über die Krater hinaus zu fördern.

Aus der grossen Masse von wässerigem Schlamm und Wasserdämpfen muss ferner auf die Mitwirkung flüssigen Wassers bei dem Zersetzungsprozess geschlossen werden.

Weil Wasser von der Erdoberfläche unmöglich bis in die fraglichen Tiefen gelangen kann, die vulkanische Thätigkeit aber hauptsächlich in der Nähe der Küsten sich bemerkbar macht, so ergiebt sich von selbst, dass nur das in die Erde dringende Seewasser der Teilnehmer und Förderer des vulkanischen Zersetzungsprozesses sein kann; diese Behauptung wird noch weiter dadurch bestärkt, dass bei den vulkanischen Ausbrüchen grosse Mengen Chlordämpfe, ein Zersetzungsprodukt des Seesalzes, ausgestossen werden.

Noch besonders hervorzuheben ist die Thatsache, dass infolge eigentümlicher Beschaffenheit einzelner Örtlichkeiten des Erdinnern, die dort sich bildenden Gase so lange eingeschlossen sind, bis durch die Wärme ihre Spannung die Stärke erhält, welche die Durchbrechung der Einschliessung ermöglicht, wodurch allmählich die Spannung wieder nachlässt, die gehobenen flüssigen Massen sinken in dem Ausbruchkanale dementsprechend mehr oder weniger tief, bis nach einiger Zeit durch erneute Ansammlung von Gasen und Dämpfen die Spannung wieder die zum Auswurfe der flüssigen Massen erforderliche Stärke erreicht hat. Daher die Wiederholung der Ausbrüche nach Verlauf bestimmter Zeitabschnitte.

Dieser Vorgang der Ansammlung von Gasen und Dämpfen an einzelnen Orten im Erdinnern, unter Erhöhung ihrer Spannung kann auch zur Erklärung anderer als vulkanischer Erscheinungen die Grundlage geben, wie wir später noch sehen werden.

Die langsamen Auslaugungen der Gyps-, Kalk- und Salzlager durch die das Erdinnere befeuchtenden Dämpfe und

flüssigen Wassers, sowie die in den heissen Tiefen vorgehenden Zersetzungsprozesse, verbunden mit den vulkanischen Auswürfen, das Erheben von Bergen über dem trockenen Lande und von Inseln über die Meeresfläche, muss von jeher und noch jetzt grosse Aushöhlungen der festen Masse der Erde zur Folge gehabt haben; durch diese Aushöhlungen werden mit dem Fortschreiten derselben Einstürze veranlasst, wodurch einerseits neue Hohlräume, andererseits Verschüttung alter Hohlräume entsteht. Ist mit einem solchen Einsturz der Einbruch eines Teiles der Erdoberfläche verbunden, so entstehen in dieser Einsenkungen, welche weiter zur Bildung von Seeen führen können; auf diese Weise sind schon viele Seeen oberirdisch und unterirdisch entstanden, besonders in den stark zerklüfteten Kalkgebirgen. Eine weitere Folge dieser Einstürze ist, dass durch sie vorhandene Wasserwege verstopft, verengt oder ganz verlegt werden können, wodurch weiter auch die Zersetzungsvorgänge im Erdinnern eine Schwächung oder Unterbrechung erleiden. So lässt sich die Neuentstehung von Vulkanen, sowie auch deren Erlöschen erklären.

Als sehr wesentlich drängt sich noch die Frage auf, wie stark können wohl die Spannungen sein, in welche die kochenden oder schmelzenden Massen mit ihren Gasen und Dämpfen durch die Erdwärme versetzt werden und die genügen müssen, um diese Massen über die Erdoberfläche zu schleudern? Bei Beantwortung dieser Frage muss man vor allem berücksichtigen, dass dem Zersetzungsort unbedingt Wasser zugeführt werden muss, da ohne dies die thatsächlich ausgestossenen, grossen Massen von Wasserdämpfen sich nicht entwickeln könnten; je nachdem der Zersetzungsort oberhalb oder unterhalb der Siedegrenze des Wassers liegt, findet die Wasserspeisung in der Form flüssigen oder dampfförmigen Wassers statt. Die Kanäle, durch welche diese Wasserzuführung vermittelt wird, münden in den Zersetzungsort, stehen daher unter demselben Druck wie dieser selbst. Dieser Druck ist aber ein viel höherer, als der, der Tiefe des Ortes entsprechende Atmosphärendruck, da er beim Emporschleudern der flüssigen Massen nicht nur diesen Atmosphärendruck, sondern auch das Gewicht der Gas- und Flüssigkeitsmischung, sowie deren

Reibungswiderstände überwinden muss. Das Speisewasser der Entstehungsorte vulkanischer Ausbrüche muss daher selbst unter so hohem Drucke stehen, dass dieser der Spannung der Explosionsmasse das Gleichgewicht hält; d. h. der Oberwasserspiegel der Speisewasser liegt in beträchtlicher Höhe über dem genannten Zersetzungsort. Blosse Sickerwasser, welche keine geschlossene, senkrechte Wassersäule darstellen, von welcher ein hydrostatischer Druck ausgeht, können also unmöglich diese Speisewasser sein; es können dies nur Gewässer sein, deren Verbindungskanäle mit dem Zersetzungsort stets ununterbrochen mit Wasser gefüllt sind, also vom Oberwasserspiegel bis zur Verdampfungsstelle eine geschlossene Wassersäule darstellen. Solche Gewässer sind die Ströme und Seeen des trockenen Landes und die Meere.

Unter diesen drei Wasserlieferanten kommen die Ströme am wenigsten in Betracht, da ihre Wassertiefe verhältnismässig gering ist und daher ein Eindringen ihrer Wasser in den Boden ihres Bettes bis zu grösseren Tiefen kaum denkbar ist; die Landseen dagegen besitzen oft schon beträchtliche Wassertiefen die bei günstiger Beschaffenheit des Seebodens eine stellenweise beträchtliche Vertiefung der Wasser ermöglichen können; die Meere mit ihren bedeutend grösseren Wassertiefen besitzen eine fast unwiderstehliche Kraft, das Eindringen ihres Wassers in das Erdinnere auf grosse Entfernungen vom Meeresboden zu betreiben. Meerwasser ist es daher auch hauptsächlich, welches die Bildung vulkanischer Ausbrüche begünstigt, und bei weitem die meisten Vulkane liegen auch in der Nähe der Meeresküsten.

Als maassgebend für die Stärke der am Entstehungsorte vulkanischer Ausbrüche möglicherweise vorhandenen Pressungen kann daher zunächst die Höhe des Meeresspiegels über diesem Orte angesehen werden, und durch Zahlenbeispiele kann man am besten die sich ergebenden Druckverhältnisse veranschaulichen.

Der Punkt des Meeresbodens, an welchem das Wasser Eingang in die Erde findet, liege z. B. 1600 m unter der Meeresfläche, dann befindet sich die Siedegrenze des Wassers innerhalb der Erde in einer Tiefe von etwa 4000 m unter dem

Meeresboden und 5600 m unter dem Meeresspiegel. Der Wasserdruck einer ununterbrochen bis zur Siedegrenze reichenden Wassersäule würde 540 Atmosphären oder 5,6 Millionen Kilogramm, gleich 5600 Meterzentner auf eine Fläche von 1 qm betragen. Die Temperatur wäre in diesem Falle an der Siedegrenze etwa 115°, wobei ein Schmelzen von Bodenbestandteilen noch nicht stattfinden würde, dagegen ein lebhaftes Sieden und Dampfentwickeln, Auflösen und Abbröckeln der Erdschichten, Vermischung derselben mit dem kochenden Wasser und Schlammbildung, d. h. eine Mischung von Dämpfen und erdigen Bestandteilen, welche wegen der grossen, eingepressten Gas- und Dampfmengen sehr blasig ist und deren spezifisches Gewicht sich mehr dem der Gase und Dämpfe als dem der aufgelösten erdigen Stoffe nähert. Schwefel könnte in diesem Schlamme schon geschmolzen vorkommen, da dessen Schmelzpunkt bei 110 bis 120° C. liegt; um die Masse der Lava zu schmelzen ist jedenfalls eine höhere Temperatur erforderlich. Nehmen wir z. B. eine Temperatur von 230° C. an, das ist die Schmelztemperatur des Zinnes, so müsste man unter die oben gefundene Siedegrenze noch $\frac{230-115}{3} \cdot 100$ oder 3800 m hinabgehen, um zu dem Schmelzorte der Lava zu gelangen. (Bei dieser Rechnung ist vorausgesetzt, dass die Zunahme der Erdtemperatur auf je 100 m 3° C. beträgt; wenn nicht, so ist dies für unsere allgemeine Betrachtung im Ganzen von keinem Einfluss).

Die Spannung des Gemisches von geschmolzener Lava mit den eingepressten Dämpfen, könnte nicht höher sein als die oben für die Siedegrenze berechnete, da zwischen Siedegrenze und Schmelzort der Lava keine flüssige Wassersäule, sondern eine elastische Dampfsäule die Verbindung herstellt; der Wasserdruck, welchem das Gleichgewicht gehalten werden muss, bleibt also derselbe wie an der Siedegrenze, nämlich 540 Atmosphären. Wird die Spannung eine stärkere als die oben berechnete, so wird das Wasser aus den Zuleitungskanälen zurückgedrängt, diese selbst von der nachdrängenden siedenden oder glühenden Schaummasse erweitert und durchbrochen, der Meeresboden gehoben, bis er von der Innenpressung borstet und den Gasen, Dämpfen u. s. w. einen Ausweg öffnet. Die Spannung erreicht

jedoch nicht diese Höhe, wenn auf dem Landwege zur trockenen Erdoberfläche dem Aufwärtsdrängen der Ausbruchsmasse weniger Widerstand entgegengesetzt wird, dann erfolgt hier die Hebung und Durchbrechung der Erdschichten. Ist der Ausbruchweg einmal geöffnet und wird durch Einstürze nicht wieder verschüttet, so nehmen die wiederholten Ausbrüche immer denselben nur geringen Widerstand bietenden Weg.

Aus der Höhe des Wasserdruckes einerseits, welcher der Höhe des Meeresspiegels über der Siedegrenze entspricht und mit $Hm$ bezeichnet werden soll, sowie aus der Höhe der Kratermündung über dem Meere $= Hk$, lässt sich annähernd das spezifische Gewicht berechnen, welches das schäumende Gemisch von Gasen, Dämpfen, Schlamm oder glühender Lava im höchsten Falle besitzen kann bei seiner Erhebung durch einen schon offenen Ausbruchsweg bis über den Rand des Kraters. Berücksichtigt man die Reibungswiderstände längs des Ausbruchsweges und bezeichnet sie mit $w$ für den steigenden Meter; das spezifische Gewicht des Wassers setzt man gleich 1,0, das der Ausbruchsmasse im Durchschnitt mit $Gs$, dann ist

$$Hm \cdot 1{,}0 = (Hk + Hm) \cdot (Gs + w)$$

$$Gs = \frac{Hm}{Hm + Hk}$$

Für unser obiges Zahlenbeispiel erhielte man danach, wenn der Krater 2000 m über Meer liegt,

$$Gs = \frac{5600}{7600} - w = 0{,}736 - w$$

für den Fall, dass der Ausbruch aus der Tiefe der Siedegrenze kömmt und es wird $Gs = \frac{5600}{11400} - w = 0{,}49 - w$, wenn er seinen Ausgang in der Tiefe der geschmolzenen Lava hat.

Bevor der Ausbruchsweg geöffnet war, hatte $w$ seinen höchsten Wert und die spezifischen Gewichte der Ausbruchsmasse mussten daher geringere sein, sowie auch dann, je mehr sich der Kraterrand über den Meeresspiegel erhebt.

Je mehr die Ausbruchsmasse dem Krater sich nähert, desto geringer wird ihre Pressung; ein Teil der Gase und Dämpfe wird nicht mehr in der Masse festgehalten und erhebt sich über deren Oberfläche noch bevor die Masse über den Rand

überfliesst; der Rest der Gase und Dämpfe entweicht aus der Masse in dem Maasse ihrer Abkühlung und Verdichtung an der Erdoberfläche. Nachdem die Spannkraft an der Entstehungsstelle erschöpft ist, beginnt die Ausbruchsmasse unter den Krater zu sinken, und dies um so langsamer, je grösser der Wert von $w$ und je langsamer die erneute Erhöhung der Spannkraft vor sich geht. Sind die Widerstände gross und ist dabei der Ersatz verlorener Spannkraft ein rascher, so sinkt die Ausbruchsmasse nicht tief unter den Krater, ja, sie kann hier sichtbar bleiben, wie in dem Krater des Vulkans Mauna Roa auf der Insel Hawai.

Geht die Bewässerung des Entstehungsortes vulkanischer Ausbrüche z. B. von einem Landsee aus, so ist dessen Höhenlage über dem Meere zu berücksichtigen; mit der Zunahme dieser Höhenlage kann auch die Höhenlage über dem Meer des zugehörigen Kraters zunehmen. Im Allgemeinen können die Wasser aus Landseeen nie den hohen hydrostatischen Druck ausüben wie die Meere, deren Tiefe eine viel grössere ist; die Summe aus Wassertiefe des Seees und Tiefe vom Seeboden bis zur Siedegrenze, welche das Maass dieses Druckes bestimmt, kann nicht die Grösse wie für Meere erreichen, weil die Wassertiefe der Landseeen bei Weitem nicht die in den Meeren vorkommenden Tiefen erreicht. Je weiter man sich jedoch von der Meeresküste in das Binnenland entfernt, desto mehr mindert sich dies Übergewicht des Meeres, weil durch die mit der Entfernung vom Meere wachsenden Widerstände, die sich dem Eindringen des Meerwassers entgegenstellen, der Wasserdruck des Meeres mehr und mehr abnimmt. Das Eindringen des Meerwassers in die Erdoberfläche steht nach den oben vorausgeschickten Auseinandersetzungen über die Entstehung der vulkanischen Umwälzungen ausser Zweifel, wie ja auch das Herausdringen von Süsswasser aus dem Erdinnern in das Meer nachgewie en ist; die Entfernung, bis zu welcher das Meerwasser vom Meeresboden in das Innere der Erde sich ausbreiten kann, ist jedenfalls eine ausserordentlich grosse, entsprechend dem hohen Wasserdruck auf den Meeresboden; so dass ein Zusammentreffen der von den verschiedenen Meeren, welche einen Kontinent umspülen, eingedrungenen Wasser weit

im Binnenlande unter dessen Oberfläche sehr wohl denkbar ist. Eine Beschränkung der Ausbreitung des Meerwassers unter der Oberfläche des Festlandes ist hauptsächlich nur für das flüssige Wasser durch Anhäufung von Widerständen möglich; das Meerwasser aber welches im Erdinnern bereits in Dampf umgebildet wurde, kann alle Hindernisse umgehen, denn es ist nicht an die eine Bewegungsrichtung nach unten infolge seiner Schwerkraft gebunden, wie das flüssige Wasser. Der Dampf der infolge des hydrostatischen Druckes vom Meere her hohe Spannungen annehmen kann, durchdringt die Poren der Gesteine, bewegt sich in ihren Rissen und Spalten auf und abwärts, immer dahin, wo sich ihm der geringste Wîderstand entgegenstellt. Wohin das flüssige Meerwasser nicht gelangen kann, dahin gelangt unaufhaltsam dessen Dampf. Die Schwere zieht das flüssige Wasser immer weiter abwärts, in Dampf verwandelt erhebt es sich durch alle Schichten der Erde bis über die Erdoberfläche und dringt unter der Siedegrenze bis in die geschmolzenen Teile, der Erde vor. Wir können also Meerwasser überall unter der Erde voraussetzen, sei es flüssig und noch salziges Meerwasser, oder seien es dessen Dämpfe, die durch Niederschläge im Erdinnern in verschiedenen Höhenlagen wieder flüssiges Wasser bilden können, das jedoch jetzt Süsswasser ist. Die Behauptung, dass das Erdinnere vom Meerwasser durchdrungen sei, wurde schon in früheren Zeiten aufgestellt mit der weiteren Annahme, dass mittels der Haarröhrchenkraft das flüssige Wasser in die Höhe steige und hier unterirdische Becken fülle, von denen die an der Erdoberfläche austretenden Quellwasser herrühren sollten. Die Wasserförderung mittels Haarröhrchenkraft auf solche Höhen, um die es sich hier handelt, ist, wie früher schon erwähnt, nicht möglich, da diese Kapillarkraft im günstigsten Falle das Wasser nur auf einige Meter Höhe zu fördern vermag; ausserdem ist nachgewiesen, dass das so gehobene Wasser nie zum Überlaufen in ein Sammelbecken gebracht werden kann. —

Die Niederschläge aus der unterirdischen Atmosphäre erfolgen hauptsächlich durch die Abkühlung der von unten aufsteigenden Luftströme, die mit Feuchtigkeit gesättigt sind; aus der absinkenden Luft ergeben sich im All-

gemeinen keine Niederschläge, weil diese bei Fortsetzung ihres Weges ihre Temperatur und damit auch ihr Sättigungsvermögen erhöht; nur dann, wenn in einen absinkenden Luftstrom ein anderer, aber kälterer dringt, ist ein Niederschlag möglich, Dieser Vorgang ist jedoch in der unterirdischen Atmosphäre nicht so häufig, wie in der oberirdischen, wo durch sich frei bewegende Winde die Luft viel stärker untereinander gemischt wird; auch ist die Temperaturverteilung innerhalb der unterirdischen Atmosphäre nicht so mannigfaltig wie in der oberirdischen, sie ist sogar ziemlich gleichmässig im Verhältnis zu dieser und dementsprechend auch die durch die Temperaturunterschiede veranlasste Luftbewegung. Die Niederschläge auf die Gesteinsschichten des Erdinnern fliessen durch deren Poren, Risse, Spalten u. s. w. nach tieferen Stellen ab, bis sie auf undurchlässigem Gesteine oder Boden zurückgehalten und hier angesammelt werden, alle in gleicher Höhe sich an der Sammelstelle vorfindenden Spalten, Klüfte und Hohlräume füllend, bis durch Spalten und Klüfte, welche abwärts verzweigen, ein Überlauf des Sammelbeckens entweder nach tiefer gelegenen Sammelorten, oder nach aussen an die Oberfläche der Erde bewirkt wird. Der Wasserablauf der Sammelbehälter kann auch durch eine am Boden oder der Seitenwand eines Behälters vorhandene Spaltenöffnung bewirkt werden, wenn diese nur eine solche Weite besitzt, dass erst bei einer bestimmten Höhe des Wasserstandes über dieser Ablauföffnung Zulauf und Ablauf des Sammelbeckens sich das Gleichgewicht halten. Ein bemerkenswerter Unterschied bezüglich der Ablaufverhältnisse aus den Sammelbecken wird durch diese verschiedene Lage der Auslauföffnungen veranlasst. Wachsen die Zuflüsse, so steigt der Wasserspiegel des Sammelbehälters bis durch den erhöhten Wasserdruck auf die Ausflussöffnung die Abflussmenge wieder genau so gross, wie die Zuflussmenge ist. Die Wassermenge des Abflusses ergiebt sich aus der Gleichung:

$$Q = a \cdot V \cdot F,$$ worin

$a$ eine Erfahrungszahl für Bestimmung der Geschwindigkeitsminderung durch die Beschaffenheit der Abschlussöffnung.

$V$ Die Abflussgeschwindigkeit.

$F$ Die Grösse der Abflussöffnung.

$Q$ Die Abflussmenge.

Bezeichnet ferner:

$H$ Die Höhe des Wasserstandes über der Ausflussöffnung und $\pm h$ die Zunahme oder Abnahme dieser Wasserstandshöhe für eine erhöhte oder verminderte Abflussmenge $\pm Q_1$, so ist zunächst $V = \sqrt{2gH}$, $V_1 = \sqrt{2g(H \pm h)}$, $Q = a \cdot F \cdot \sqrt{2gH}$ und $Q_1 = aF \cdot \sqrt{2g(H \pm h)}$. Ist die Ablauföffnung oberhalb des Bodens vorhanden und hat einen solchen Querschnitt dass sie als Überlauf wirkt, d. h. der Wasserspiegel braucht sich nur wenig zu erheben, um auch grössere Zuflüsse zum Abfluss zu bringen, ohne dass die Öffnung unter den Wasserspiegel kommt, so finden auch umgekehrt, wenn die Zuflüsse abnehmen nur geringe Veränderungen der Spiegelhöhe statt; die Ausflussgeschwindigkeit ist keine grosse, da in diesem Falle auch $H$ nur einen geringen Wert hat. Der Wasserspiegel des Sammelbeckens kann auch niemals tiefer sinken, als bis zur Unterkante der Ausflussöffnung, so lange überhaupt Zuflüsse stattfinden, welche grösser sind als die von der Spiegelfläche aufsteigende Dunstmenge. Ist kein Überlauf, sondern unter dem Wasserspiegel eine Seitenöffnung, so kann man aus den oben angeführten Gleichungen die Erhöhung $\pm h$ für eine Änderung der Zufluss- und Abflussmengen von $Q$ auf $Q_1$ berechnen, nämlich

$$\pm h = \frac{H(Q_1^2 - Q^2)}{Q^2}$$

Der Wasserstand über der Ausflussöffnung ist daher bei Zu- und Abnahme der Zuflüsse um so grösseren Schwankungen unterworfen, je grösser überhaupt der Abstand der Öffnung vom Wasserspiegel ist. Die Veränderung der Zuflüsse macht sich daher nicht so rasch durch vermehrten Abfluss bemerkbar, da es längere Zeit braucht um das Sammelbecken bis auf die erforderliche Höhe zu füllen oder zu entleeren; bei Überlaufabfluss tritt jede Veränderung des Zuflusses durch den veränderten Abfluss rasch in die Erscheinung. Die Abflussgeschwindigkeit ist eine grössere, je grösser $H$ ist, und der Behälter kann sich bis zur Unterkante der Abflussöffnung entleeren, also um die Höhe $H$. Liegt die Abflussöffnung am Boden des Behälters,

so gilt hier auch dasselbe wie für die Seitenöffnung, nur mit der Maassgabe, dass in diesem Falle die Höhe $H$ ihren grösstmöglichen Wert erreicht hat und damit auch die Schwankungen des Wasserspiegels bei Zuflussveränderungen; ferner ist in diesem Falle eine völlige Entleerung des Sammelbehälters nicht ausgeschlossen, sobald die Zuflüsse geringer als die Abflüsse werden.

Ich glaube im Vorhergehenden klar nachgewiesen zu haben, dass ausser den Niederschlägen auf die Meeresfläche und das trockene Land aus der oberirdischen Atmosphäre für den Kreislauf des Wassers auch die Niederschläge im neutralen Untergrunde und unter diesem aus der unterirdischen Atmosphäre im Zusammenhange mit den Meereszuflüssen von erheblicher Bedeutung sind; nur durch das Zusammenwirken aller dieser Niederschläge erreicht man das Gleichgewicht in der Wasserwirtschaft der Erde.

Während die Niederschläge aus der oberirdischen Atmosphäre von uns unmittelbar beobachtet und auch gemessen werden können, entziehen sich die unter der Erdoberfläche vorkommenden Niederschläge unserer unmittelbaren Beobachtung und der Messung; die Grösse der letzteren lässt sich nur aus den Beziehungen aller Kreislaufvorgänge untereinander folgern, d. h. es lassen sich daraus annähernd die Grenzen bestimmen, innerhalb welcher die Grösse dieser Niederschläge sich bewegen muss. Dies muss uns vorläufig genügen, bis auch in dieser Richtung der Fortschritt des menschlichen Wissens und Könnens mehr Licht verbreitet; unbemerkt mag hier nicht bleiben, dass bisher nicht einmal in der uns zugänglichen, oberirdischen Atmosphäre solche Erforschungen bezüglich ihrer Wasserverhältnisse angestrebt und ausgeführt wurden, welche unserem jetzigen allgemeinen Wissen und Können entsprechen würden.

Um für unsere Wirtschaftsrechnung rechnerische Anhaltspunkte zu gewinnen, führe ich nachstehend eine Reihe von Beobachtungen und Messungen der Niederschläge aus der oberirdischen Atmosphäre an; die Stärke der Niederschläge ist immer durch deren Wasserhöhe in Millimeter auf der Niederschlagsfläche ausgedrückt. Zur Bestimmung der Niederschlagshöhe eines Ortes hat man besondere Instrumente, Regenmesser

auch Ombrometer genannt, und sind solche jetzt, wenigstens in den meisten Kulturländern auf viele Stationen verteilt, seit einer Reihe von Jahren schon der Beobachtung unterworfen, wodurch man für viele Landschaften bereits ziemlich genaue Durchschnittszahlen für die Jahresniederschläge gefunden hat.

Die Häufigkeit und Menge der einzelnen Niederschläge ist bedingt durch das Auftreten der an einem Orte herrschenden Winde, durch die Gestaltung der Erdoberfläche, sowie insbesondere durch die geographische Lage. In den Tropen findet man die grössten jährlichen Niederschläge. In der Nähe des Äquators, im Gürtel der Windstille (Calmenzone) vom 3.—12.° nördlicher Breite, regnet es über dem Stillen und Atlantischen Ozean täglich 9 Stunden. Maranhäo in Brasilien, $2^1/_2{}^0$ südlicher Breite hat einen Jahresniederschlag von 7100 mm; ebenso hat das tropische Binnenland Afrikas reichlich Regen, desgleichen Centralamerika und Ostindien. Auf dem Festlande ist besonders die Richtung der Küsten gegen die herrschenden Winde, sowie die Erhebung des Bodens über das Meer vom grössten Einfluss; da, wo die feuchten und warmen Seewinde fast senkrecht auf hohes Küstengebirge gerichtet sind, kühlen sich diese Winde beim Hinaufgleiten an den Gebirgshängen ab und entledigen sich eines grossen Teils ihrer Feuchtigkeit durch Niederschlag, der um so stärker ist, je höher das vom Wind zu überschreitende Gebirge. Daher ist das Vorland des Andengebirges in Südamerika südlich des Äquators reich an Regen; nördlich des Äquators ist die Westküste Südamerikas nicht so stark beregnet. Die Westküste Südafrikas südlich vom Äquator hat bis zum 20. Breitegrade genügend Regen, der südlichere Teil dieser Küste ist jedoch regenarm. Die Ostküste Afrikas hat im allgemeinen viel Niederschläge, ebenso das tropische Binnenland. Die Wüste Sahara ist infolge der hier herrschenden Nordostwinde trocken; dieser Wind streicht über kalte Länder nach wärmeren, erhöht deshalb beständig seine Temperatur und sein Sättigungsvermögen, entzieht den von ihm bestrichenen Landflächen die Feuchtigkeit und trägt sie weiter in entfernte Landstriche. Erst an der Südgrenze der Sahara wird dieser trocknende Nordostwind, der sich unterdessen erwärmt und seine Feuchtigkeit erhöht hat, durch das Gebirge zum Aufsteigen gezwungen, sowie zur Ab-

kühlung und Wiederabgabe von Feuchtigkeit. Vorderindien erfreut sich ausserordentlich grosser Regenmengen, grösser als sonst auf der Erde ein Ort. Das hohe Ghatgebirge Indiens hat 4500—6600 mm Regenhöhe, während jenseits des Gebirgswalles der Westküste Indiens (also hinter dem Seewinde) nur bis 800 mm Regenhöhe sich ergeben. Am Südabhange des Himalaya, in Cherrapoonjee, 1250 m über dem Meere, giebt es Jahresniederschläge von 12520 mm, das höchste Maass, das überhaupt vorkommt; auf der dem Himalaya vorliegenden Ebene jedoch nur 2540 mm Regenhöhe. Auf der Ostküste Bengalens beträgt der Jahresniederschlag 4800—5100 mm.

In den gemässigten Zonen verteilt sich der Niederschlag über die verschiedenen Jahreszeiten gleichmässiger als in den Tropen, sowie er auch an Grösse abnimmt. Südeuropa hat seine grösste Regenmenge im Winter, der Jahresniederschlag erreicht in den Alpen eine Höhe bis 2500 mm. Die europäische Westküste erhält ihre stärksten Niederschläge im Herbste, am bedeutendsten da, wo das den Seewinden ausgesetzte Land in einem Gebirge rasch sich über das Meer erhebt. An der Westküste Schottlands kommen jährliche Niederschläge bis 3000 mm vor, an der Westküste Irlands von 1000 bis über 2000 mm; die norwegische Westküste hat noch Jahresniederschläge von 1000—2000 mm. Das Innere Europas erhält den meisten Regen im Sommer und ist hier die durchschnittliche Regenhöhe 500 mm; Petersburg hat 470 mm, Stockholm 400 mm und Christiania 590 mm Niederschlagshöhe.

Im Innern Asiens ist die Niederschlagshöhe gering, so z. B. in Barnaul nur 257 mm. Die Ostküste Asiens liegt im Winter trocken, im Sommer dagegen feucht. An der Amurmündung beträgt der Jahresniederschlag 410 mm, in Peking 624 mm, in Japan 1000—1100 mm.

Die nördliche Westküste Nordamerikas hat regnerischen Herbst und Jahresniederschläge von 1500—3000 mm; die kalifornische Küste hat hauptsächlich Winterregen; während der östliche Teil Nordamerikas viel Sommerregen hat, im Osten des Felsengebirges aber sehr regenarm ist. Auf den Antillen dagegen über 3000 mm und im Tieflande von Guzana 3800 mm Regenhöhe.

Die Westküste Südamerikas hat grosse Jahresniederschläge; in Chile 2400—3350 mm, in Buenos-Ayres 1340 mm.

Im südlichsten Teile von Afrika, im Kaplande, beträgt der Jahresniederschlag 600—700 mm, ebenso in dem südlichen, ausserhalb der Tropen gelegenen Teile Australiens an der Südküste 700—800 mm, an der Ostküste 1200 mm.

Noch einige bemerkenswerte Regenhöhen der Westküste von Europa sind die von Coimbra in Portugal mit über 2500 mm und von Bergen in Norwegen mit 2000 mm, dazwischen die Westküste Frankreichs und Englands, die weniger hohe und zerrissene Küstengebirge hat, wie sie in hohem Grade Norwegen aufweist, nur 750—900 mm.

In Italien beträgt der Jahresniederschlag nur 1000 mm, während er in den nördlicher gelegenen Alpen bis über 2500 mm geht; der kleine St. Bernhard erscheint mit 1900 mm, der Bernhardin mit 2500, der Grimsel mit 2260, das Stilfser Joch mit 2300 mm Regenhöhe. Nördlich der Alpen nimmt die jährliche Niederschlagsmenge ab, je mehr man sich dem Tieflande nähert; die Schwäbische Alb, die Voralpen im Süden Bayerns, der Bayrische Wald erreichen noch Niederschlagshöhen von 1300—1500 mm, ebenso die Vogesen und der Schwarzwald; der Südabhang der Schneekoppe sogar 1500 mm, der Brocken im Harze 1670 mm. Das Glatzer-, Lausitzer- und Erzgebirge, der Spessart, Thüringer- und Teutoburgerwald noch 1000—1300 mm, das Gebiet des Oberrheins weist einen Jahresniederschlag von 950 mm, des Mittelrheins von Koblenz abwärts von 800—650 mm, die Oberweser bis Minden 750 mm, die Elbe 680 mm, die Oder 610 mm, die Warthe nur 550 mm; im Durchschnitt beträgt die Niederschlagshöhe für ganz Deutschland 750 mm, dieselbe Höhe gilt auch für Österreich. Für das norddeutsche Tiefland kann man als Jahresmittel annehmen 620 mm, für das deutsche Mittelgebirge 700 mm, für das süddeutsche Tiefland 850 mm. Die grösste Höhe erreichen die Niederschläge Deutschlands im Hochgebirge, die kleinste in der Provinz Posen bei Thorn und Kulm mit 500 mm, ausserdem noch bei Bernburg und bei Riesa mit 420 mm; ferner im westlichen Teile von Rheinhessen, im mittleren Böhmen und Mähren und in Niederösterreich, wo sie bis auf 380 mm herabgehen. Je weiter man in das Binnenland des

östlichen Europas und Asiens vorschreitet, desto mehr verringert sich die Niederschlagshöhe; in Irkutsk und Jakutsk ist fast während des ganzen, sehr kalten Winters der Himmel unbewölkt. Regenlose Wüsten von grosser Ausdehnung besitzt die Erdoberfläche in der Sahara, einem grossen Teile Arabiens und Persiens, in der Wüste Gobi und im Innern Asiens.

Bezüglich der Form der Niederschläge ist zu erwähnen, dass diese auf die Oberfläche des Meeres selbst in der gemässigten Zone grösstenteils in Regen bestehen, in der Polarzone dagegen grösstenteils in Schnee. In den oberen Bezirken der Hochgebirge ist ebenfalls der Schnee die Hauptform der Niederschläge. Die Höhe derjenigen Grenze in der oberirdischen Atmosphäre, oberhalb welcher das Wasser nur gefroren erscheint, die Schneegrenze, wird wie folgt angenommen:

Auf der trockenen Nordseite des Himalaya zu 5300 und auf dessen feuchter Südseite zu 4300 m über dem Meere; in dem Andengebirge Südamerikas unter dem Äquator zu 4800 m, in den europäischen Alpen zu 2700 m, in Norwegen auf 1600 bis 800 m, bei der Magelhänstrasse an der Südspitze von Südamerika zu 1130 m.

In der Richtung gegen den Südpol liegt die Schneegrenze bei dem 71. Grade südlicher Breite schon in der Höhe des Meeresspiegels, während in der Richtung nach dem Nordpol beim 71. Grad nördlicher Breite die Schneegrenze noch 700 m über dem Meere sich befindet, und sich erst näher dem Nordpole zu dem Meeresspiegel senkt.

Setzt man die Grösse des durchschnittlichen Jahresniederschlages über der Meeresfläche in den Tropen = 1,0, so kann man die Grösse der Jahresniederschläge in der Richtung nach den Polen wie folgt abstufen, wobei man zugleich den Niederschlag in den Tropen auf die Meeresfläche im Durchschnitt zu 2560 mm annehmen kann.

| | | | |
|---|---|---|---|
| In den Tropen . . . . . | 1,0 | = 2560 mm | Niederschlagshöhe |
| v. d. Wendekr. bis 40° Breite | 0,80 | = 2050 „ | „ |
| von 40—50° Breite . . . | 0,50 | = 1280 „ | „ |
| „ 50—60° „ . . . | 0,30 | = 770 „ | „ |
| „ 60—66½° „ . . . | 0,26 | = 660 „ | „ |
| „ 66½° bis zum Pole . | 0,18 | = 460 „ | „ |

Diese Zahlen können selbstverständlich keinen Anspruch machen, dass sie den wirklichen Verhältnissen an allen Orten entsprechen, da auch die Meeresniederschläge nicht verhältnismässig genau der Entfernung vom Äquator abnehmen; denn die Meerestemperatur, durch welche vorzugsweise die Niederschläge beeinflusst werden, ist infolge der gewaltigen Meeresströmungen in verschiedener Weise auf der nördlichen als auf der südlichen, sowie auch verschieden auf der östlichen und westlichen Halbkugel der Erde verteilt. Diese Verhältniszahlen geben aber ein anschauliches Bild von der allmählichen Abnahme der Jahresniederschläge zwischen dem Äquator und den Polen und sie genügen zur Darstellung der Niederschlagsverhältnisse im grossen Durchschnitte.

An den Meeresküsten sind die Niederschläge im allgemeinen grösser als auf dem Meere, besonders, wenn ein Küstengebirge von den feuchtwarmen Seewinden getroffen wird; sie werden dagegen fortgesetzt kleiner als die Meeresniederschläge, je mehr man sich von den Küsten entfernt, je weniger das Binnenland von Gebirgen durchkreuzt wird, und je weniger es von dem feuchten Seewinde, dagegen mehr von trockenem Landwinde bestrichen wird. Das Binnenland eines Kontinentes wird daher im allgemeinen um so mehr von den Seewinden beherrscht, je grösser dessen Küstenausdehnung im Verhältnis zu seiner Flächenausdehnung ist; nachfolgende Zusammenstellung enthält das Verhältnis der Küstenentwickelung zur Flächenausdehnung der fünf grossen Kontinente ziffernmässig:

| Bezeichnung des Kontinents | Flächeninhalt in Quadratmeilen | Küstenentwickelung in Meilen | Auf je 1000 Quadratmeilen Fläche kommen Küstenmeilen |
|---|---|---|---|
| Europa . . . . . | 168 800 | 5 400 | 32,00 |
| Amerika . . . . | 677 000 | 11 000 | 16,50 |
| Australien . . . | 138 000 | 2 000 | 14,50 |
| Asien . . . . . | 882 600 | 10 000 | 12,15 |
| Afrika . . . . . | 544 700 | 4 500 | 8,27 |
| Alle Kontinente . | 2 401 100 | 32 900 | 13,7 |

Bezüglich der Befeuchtung durch Seewinde ist daher Europa in der günstigsten, Afrika in der ungünstigsten Lage, was auch durch die im Verhältnis zur mittleren Jahrestemperatur grossen Jahresniederschläge Europas bestätigt wird.

Die Beschaffenheit der Winde, ob feucht oder trocken, warm oder kalt, sowie deren Bewegungsgeschwindigkeit haben auch auf die Niederschläge grossen Einfluss, die unter der Erdoberfläche in dem neutralen Untergrunde erfolgen, wie dies ja auch bezüglich der Ausdünstungsverhältnisse der Erde der Fall ist. Der feuchtwarme Wind, welcher unter dem seiner Geschwindigkeit entsprechenden Drucke an den Abhängen eines Gebirges emporgleitet, dringt zugleich in dessen Spalten und Klüfte, sowie Poren, kühlt sich noch mehr als an der von der Sonne erwärmten Erdoberfläche und befeuchtet den Untergrund; kalter, trockener Wind verursacht durch sein Eindringen in den wärmeren Untergrund ebenfalls Abkühlung und Niederschläge. Die Föhnwinde, welche an den hinter dem Winde liegenden Gebirgshängen herabstürzen, dabei sich verdichten und erwärmen, begünstigen durch ihre Wärme und geringe relative Feuchtigkeit, sowie durch ihre hier von der Bodenfläche abgewendete Bewegungsrichtung das Aufsteigen der Grundluft und die Verdunstung der Bodenfeuchtigkeit.

In Amerika zieht sich von der Behringstrasse bis zum Kap Horn entlang der Westküste Amerikas ein Steilgebirge von ungeheurer Ausdehnung, dessen Vorland gegen die Küste sich reichlicher Niederschläge erfreut. In Europa hat nur der südliche und westliche Teil Englands, in Frankreich die Bretagne, dann Portugal und Spanien, ein Teil Italiens und Dalmatiens und besonders Griechenland, steiles Küstengebirge.

In der heissen Zone fällt der Regen seltener, aber dann um so stärker, dauernder als in der gemässigten Zone; die Regenfälle nehmen in den Tropen an Stärke zu, je mehr die Sonne sich ihrem höchsten Sommerstande nähert. Am Äquator giebt es sogar zwei Regenzeiten; aber schon einige Breitegrade davon südlich oder nördlich entfernt giebt es nur eine Regenzeit, und haben die Tropen eine kurze Regenzeit, worauf eine lange, trockene Zeit folgt. Die Wassermassen, welche einzelne Regenfälle in den Tropen über den Boden ausgiessen, sind oft

ausserordentlich gross. In Cayenne kennt man einen Regen, der 36 Stunden dauerte und eine Höhe von 900 mm, also 25 mm in der Stunde erreichte. In Bombay ergab einmal ein 10 Tage mit Unterbrechungen dauernder Regen eine Höhe von 1000 mm; in Cherrapoonjee am Himalaya fielen im Monat Juni 1851 im ganzen 3738 mm Regen, oder täglich 124 mm; im Jahre 1876 fielen daselbst an einem Tage sogar 1036 mm, welches als der grösste bis jetzt bekannte Regenfall gelten kann. In Genf ergab ein Mairegen im Jahre 1827 in 3 Stunden eine Höhe von 160 mm, in Marseille im September 1838 regnete es in 25 Minuten 40 mm. Wien erlebte 1885 einen Regen, der in einem Tage die Höhe von 152 mm ergab und sind in den Alpen Regenfälle von 100 mm in einem Tage nicht selten. München hatte 1873 einen Regenfall von 50 mm in einer halben Stunde und London 1846 einen solchen von 100 mm in einer Stunde. In Mitteleuropa beobachtete Landregen erreichen gewöhnlich eine Höhe bis 7 mm in der Stunde, während Wolkenbrüche gewöhnlich eine stündliche Höhe von 40—60 mm erreichen.

Die Dauer der stärksten Regen ist in Mitteleuropa gewöhnlich geringer als eine Stunde; je länger die Regendauer, desto geringer die durchschnittliche stündliche Niederschlagshöhe. In Deutschland verteilt sich der Jahresniederschlag auf die 4 Jahreszeiten im allgemeinen in folgender Weise, wobei die meteorologischen Jahreszeiten zu Grunde gelegt sind:

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Dez., Jan., Febr. | oder | Winter | 20 % | der | Jahresniederschläge |
| März, April, Mai | „ | Frühling | 20 % | „ | „ |
| Juni, Juli, August | „ | Sommer | 34 % | „ | „ |
| Sept., Okt., Nov. | „ | Herbst | 26 % | „ | „ |

Die Niederschläge im neutralen Untergrunde unterliegen ebenfalls dem Einflusse der Jahreszeiten, da ihre Grösse auch in unmittelbarem Zusammenhange mit der relativen Feuchtigkeit der oberirdischen Luft steht. Auf die unterirdische Atmosphäre selbst, unterhalb des Untergrundes, haben die Jahreszeiten mittelbaren Einfluss, insofern als die grössere oder geringere Befeuchtung des Untergrundes auch auf diejenige der unterirdischen Atmosphäre rückwirkend ist.

Nach den bisherigen Auseinandersetzungen können nun die Verhältnisse der Verdunstung und der Niederschläge genügend

## Verteilung des Meeres und Landes, sowie der Niederschläge über die Erdoberfläche.

| Bezeichnung der Temperaturzonen | | | Nördliche Halbkugel Westlich | Nördliche Halbkugel Östlich | Südliche Halbkugel Westlich | Südliche Halbkugel Östlich | Summen der Verhältniszahlen | Summen der Niederschlagsmengen | Bemerkungen |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0° bis 23½° | Verhältniszahlen | Meer | 0,09200 | 0,06340 | 0,06390 | 0,09070 | 0,31000 | | Verhältnis von Meer zu Land = 3,46 : 1 |
| | | Land | 0,00700 | 0,03600 | 0,03560 | 0,01100 | 0,08960 | | |
| | Niederschlagshöhen | Meer | 2560 | 2560 | 2560 | 2560 | | | 2560 / 2040 durchschnittliche Niederschlagshöhe |
| | | Land | 2300 | 2050 | 1900 | 2300 | | | |
| | Niederschlagsmengen | Meer | 0,23552 | 0,16230 | 0,16358 | 0,23219 | | 0,79359 | Verhältnis der Niederschläge = 4,36 : 1 |
| | | Land | 0,01610 | 0,07380 | 0,06764 | 0,02530 | | 0,18284 | |
| 23½° bis 40° | Verhältniszahlen | Meer | 0,05077 | 0,01950 | 0,05530 | 0,04909 | 0,17457 | | Verhältnis von Meer zu Land = 2,53 : 1 |
| | | Land | 0,01000 | 0,04140 | 0,00570 | 0,01190 | 0,06900 | | |
| | Niederschlagshöhen | Meer | 2050 | 2050 | 2050 | 2050 | | | 2050 / 1390 durchschnittliche Niederschlagshöhe |
| | | Land | 1540 | 1250 | 1850 | 1440 | | | |
| | Niederschlagsmengen | Meer | 0,10480 | 0,04000 | 0,11336 | 0,10045 | | 0,35789 | Verhältnis der Niederschläge = 3,73 : 1 |
| | | Land | 0,01540 | 0,05175 | 0,01055 | 0,01714 | | 0,09584 | |
| 40° bis 50° | Verhältniszahlen | Meer | 0,01590 | 0,00432 | 0,02110 | 0,02900 | 0,07032 | | Verhältnis von Meer zu Land = 2,5 : 1 |
| | | Land | 0,00750 | 0,01946 | 0,00090 | 0,00026 | 0,02812 | | |
| | Niederschlagshöhen | Meer | 1280 | 1280 | 1280 | 1280 | | | 1280 / 830 durchschnittliche Niederschlagshöhe |
| | | Land | 900 | 800 | 900 | 1280 | | | |
| | Niederschlagsmengen | Meer | 0,02035 | 0,00553 | 0,02700 | 0,03712 | | 0,09000 | Verhältnis der Niederschläge = 3,8 : 1 |
| | | Land | 0,00675 | 0,01557 | 0,00081 | 0,00033 | | 0,02346 | |
| 50° bis 60° | Verhältniszahlen | Meer | 0,01510 | 0,00324 | 0,02210 | 0,02370 | 0,06414 | | Verhältnis von Meer zu Land = 2,22 : 1 |
| | | Land | 0,00735 | 0,01837 | — | — | 0,02572 | | |
| | Niederschlagshöhen | Meer | 770 | 770 | 770 | 770 | | | 770 / 443 durchschnittliche Niederschlagshöhe |
| | | Land | 550 | 400 | — | — | | | |
| | Niederschlagsmengen | Meer | 0,01163 | 0,00249 | 0,01702 | 0,01825 | | 0,04939 | Verhältnis der Niederschläge = 4,34 : 1 |
| | | Land | 0,00404 | 0,00735 | — | — | | 0,01139 | |
| 60° bis 66½° | Verhältniszahlen | Meer | 0,01510 | 0,00130 | 0,02300 | 0,01510 | 0,05450 | | Verhältnis von Meer zu Land = 1,9 : 1 |
| | | Land | 0,00735 | 0,02150 | — | — | 0,02885 | | |
| | Niederschlagshöhen | Meer | 660 | 660 | 660 | 660 | | | 660 / 340 durchschnittliche Niederschlagshöhe |
| | | Land | 460 | 300 | — | — | | | |
| | Niederschlagsmengen | Meer | 0,01000 | 0,00086 | 0,01518 | 0,00997 | | 0,03601 | Verhältnis der Niederschläge = 3,66 : 1 |
| | | Land | 0,00338 | 0,00645 | — | — | | 0,00983 | |
| 66½° bis 90° | Verhältniszahlen | Meer | 0,00974 | 0,01055 | 0,02110 | 0,0275 | 0,06889 | | Verhältnis von Meer zu Land = 3,48 : 1 |
| | | Land | 0,00930 | 0,01050 | — | — | 0,01980 | | |
| | Niederschlagshöhen | Meer | 460 | 460 | 460 | 460 | | | 460 / 370 durchschnittliche Niederschlagshöhe |
| | | Land | 370 | 370 | — | — | | | |
| | Niederschlagsmengen | Meer | 0,00448 | 0,00485 | 0,00971 | 0,01265 | | 0,03119 | Verhältnis der Niederschläge = 4,26 : 1 |
| | | Land | 0,00344 | 0,00388 | — | — | | 0,00732 | |
| | | Meer | | | | Summe | 0,74242 | 1,35807 | Verhältnis von Meer zu Land = 2,83 : 1 |
| | | Land | | | | Summe | 0,26104 | 0,32968 | Verhältnis der Niederschläge = 4 : 1 |
| | | | | | | | | | durchschnittliche Niederschlagshöhe { 1829 = Meer, 1263 = Land |

gewürdigt werden, um, mit Berücksichtigung der noch sehr dürftigen Beobachtungs- und Messungsergebnisse, von den Vorgängen des Wasserkreislaufes und ihren Beziehungen zu einander, einen ziffernmässigen Ausdruck zu erhalten. Zu diesem Zwecke kann zunächst nur das Zusammenwirken aller Vorgänge des Landes und des Meeres mit Rücksicht auf deren Verteilung über die Erdoberfläche in Betracht kommen. Vor allem ist es nötig, das Verhältnis der oberirdischen Landesniederschläge zu den Niederschlagsmengen der Meeresfläche kennen zu lernen und ist dabei nicht nur die Grösse der Flächenausdehnung der Meere und Länder in ihrer Gesamtheit, sondern auch ihre Verteilung über die verschiedenen Temperaturzonen, sowie die grössere oder kleinere Erstreckung des Binnenlandes von der Meeresküste an, maassgebend.

In der Tabelle S. 104 u. 105 sind daher sowohl die Flächenausdehnung von Land und Meer als auch deren Niederschläge, sowohl für westliche und östliche als auch für südliche und nördliche Halbkugel, nach Temperaturzonen getrennt, aufgeführt.

Die Verteilung der Meeres- und Landflächen ist nach einer Karte der beiden Erdkugeln in Merkator-Projektion bemessen. Die Meeresniederschläge für jede Temperaturzone sind nach den im Abschnitt IV. in der Tabelle S. 57 aufgeführten Verdunstungshöhen der Meeresfläche in der Weise berechnet, dass mit Rücksicht auf den im allgemeinen regelmässigen Jahresverlauf der Meeresniederschläge angenommen ist, die Verdunstungshöhe betrage 95 % der Niederschlagshöhe (s. Tabelle S. 67). Die Grösse der Landesniederschläge aber, im Anschluss an diejenige des Meeres der gleichen Temperaturzone, in der Weise berechnet, dass je nach der Ausdehnung des Binnenlandes und seiner Entfernung von der Küste, die Grösse der Landesniederschläge für die Temperaturzonen der einzelnen Erdhälften besonders abgestuft wurde.

Die Tabelle besteht aus sechs Feldern für die verschiedenen Temperaturzonen und in jedem Felde für die 4 Erdviertel, gesondert für Meer und Land, sind enthalten:

1. Die Verhältniszahlen, durch welche die Verteilung von Meer und Land für den betreffenden Erdteil in der Weise aus-

gedrückt ist, dass die Verhältniszahlen die Grösse der Landfläche und Meeresfläche auf je 1 qm Gesamtoberfläche der ganzen Erde darstellen. Die Summe sämtlicher Verhältniszahlen der ganzen Tabelle ist daher gleich 1,00 qm; die Summe der Verhältniszahlen des Meeres und Landes giebt die Grösse der Meeres- und Landesfläche auf je 1 qm Erdoberfläche. Die Summen der einzelnen Temperaturzonen ergeben das Grössenverhältnis der Zone zur Gesamt-Erdoberfläche.

Das Verhältnis der Meeresfläche zur Landfläche der Gesamterde ist nach der Tabelle gleich 2,83 : 1, von Land zu Meer = 0,3559 : 1.

2. Die Niederschlagshöhe für das Meer und Land in Millimeter; durch Verfielfältigung dieser mit den zugehörigen Verhältniszahlen erhält man:

3. Die Niederschlagsmengen auf den betreffenden Flächenteil des Landes und Meeres in Kubikmeter, also für 1 qm der Gesamtoberfläche der Erde. Die Summe sämtlicher Niederschlagsmengen des Meeres und Landes in der Tabelle ergiebt die durchschnittliche Jahres-Niederschlagsmengen für 1 qm der Gesamterde; sie beträgt nach der Tabelle für das Meer 1,35807, für das Land 0,32968 qbm. Auf je 1 qm Erdoberfläche kommen aber 0,74 qm Meeres- und 0,26 qm Landfläche, wonach die durchschnittlichen Niederschlagshöhen im Jahresumlauf betragen:

$$\text{für das Meer} = \frac{1{,}35807}{0{,}74} = 1829 \text{ mm}$$

$$\text{für das Land} = \frac{0{,}32968}{0{,}26} = 1263 \text{ mm}$$

Im grossen Durchschnitt für die ganze Erde ist demnach die Niederschlagsmenge im Jahre auf die Meeresfläche 4mal so gross als die auf die Landfläche, die Niederschlagshöhen im Durchschnitte verhalten sich wie 3 : 2. Die geringere Durchschnittshöhe des Landes gegenüber dem Meere erklärt sich dadurch, dass der grösste Teil des trockenen Landes in der gemässigten, ein beträchtlicher Teil sogar in der Polarzone liegt, während das Meer am weitesten in den heissen Zonen sich ausdehnt; ferner kommt in Betracht, dass in den weit von den Meeresküsten sich erstreckenden Binnenländern der Kontinente verhältnismässig geringe Niederschlagshöhen sich ergeben.

Aus den beiden Thatsachen, dass die Meeresfläche der Erde 3 mal so gross ist als ihre Landesfläche und dass die Niederschlagshöhen des Landes geringer sein müssen als die des Meeres, ergiebt es sich von selbst, dass die Niederschlagsmengen des Meeres mehr als 3 mal, nämlich 4 mal so gross sind, als die Landes-Niederschlagsmengen. (Unter Landesniederschlägen sind in der Tabelle nur die aus der oberirdischen Atmosphäre verstanden.

Setzt man die Niederschlagsmengen des Meeres $Mn = 1{,}0$, so ist $\frac{o}{Ln} = 0{,}25\ Mn$ und kann man dies als eine feststehende Grösse in Bezug auf die Gesamt-Wasserwirtschaft der Erde ansehen; kleine Abweichungen dieses Wertes von $\frac{o}{Ln}$ nach oben oder nach unten sind auch nicht von wesentlichem Einfluss auf die Grösse der anderen Vorgänge.

Die im Abschnitte I aufgestellte Erdgleichung wird:

$$Mn + 0{,}25\,\frac{o}{Ln} + \frac{Ln}{u} = Mv + Lv$$

$$\frac{Ln}{u} = (Mv + Lv) - 1{,}25\ Mn;$$

Da nun unterirdische Landesniederschläge immer vorhanden sind, sei es in grösserer oder kleinerer Menge, so muss $\frac{Ln}{u}$ immer positiven Wert besitzen und kann nie bis auf Null herabsinken; deshalb muss auch $(Mv + Lv)$ immer grösser sein als $1{,}25\ Mn$. Ist die Meeresverdunstung im Jahreslaufe so gross wie die Meeresniederschläge, dann ist $\frac{Ln}{u} = 0$ und $Lv = 0{,}25\,Mv$. Wird $Mv$ grösser als $Mn$ während $Lv = 0{,}25\ Mn$ bleibt, so wird auch $\frac{Ln}{u}$ grösser als Null; wird dagegen $Mv$ kleiner als $Mn$ und $Lv$ immer noch $0{,}25\ Mn$, so würde $\frac{Ln}{u}$ negativ was nicht möglich ist. $Mv$ kann daher nur dann kleiner als $Mn$ sein, wenn $Lv$ gleichzeitig grösser als $0{,}25\ Mn$ wird. Ist daher die Grösse der Meeresverdunstung bestimmt, so ist damit auch der Mindestwert der Landesverdunstung begrenzt; und umgekehrt

ist durch Feststellung der Grösse der Landesverdunstung auch die Mindestgrösse der Meeresverdunstung bestimmt.

Für Deutschland z. B. wurde im Abschnitte IV die Jahresverdunstung zu $136 \frac{o}{Ln}$ berechnet; würde man dieses Verhältnis für die ganze trockene Erde annehmen, so würde $Lv = 0{,}34\ Mn$ und obige Erdgleichung wäre

$$\frac{Ln}{u} = Mv + 0{,}34\ Mn - 1{,}25\ Mn = Mv - 991\ Mn.$$

$Mv$ muss also immer grösser als 0,91 $Mn$ sein. Wäre $Lv$ nur 0,20 $Mn$, dann würde $\frac{Ln}{u} = Mv - 1{,}05\ Mn$ und $Mv$ müsste unter allen Umständen grösser als 1,05 $Mn$ sein; je nachdem also $Lv$ grösser oder kleiner als 0,25 $Mn$ $\left(= \frac{o}{Ln}\right)$ ist, liegt das Mindestmaass für $Mv$ unter oder über dem von $Mn$. $Lv$ ist aber immer, wie schon weiter oben im Abschnitte IV auseinandergesetzt wurde, grösser als $\frac{o}{Ln}$ oder 0,25 $Mn$, daher liegt auch der Mindestwert von $Mv$ unter $Mn$.

Behält man den Wert von $Lv$ mit $1{,}36 \frac{o}{Ln} = 0{,}34\ Mn$ bei und setzt man ferner $Mv = 0{,}95\ Mn$, welches Verhältnis auch bei Berechnung der Tabelle im Abschnitt IV über die Höhe der Meeresverdunstung zu Grund gelegt, so wird

$$\frac{Ln}{u} = 0{,}95\ Mn + 0{,}34\ Mn - 125\ Mn \qquad \frac{Ln}{u} = 0{,}04\ Mn$$

$$\text{und } Mn - Mv = 0{,}05\ Mn = Lv - \left(\frac{o}{Ln} + \frac{Ln}{u}\right) = Ma - Mz$$

Die Landgleichung wird danach:

$$Mn\ (0{,}25 + 0{,}04) + Ma = 0{,}34\ Mn + Mz$$
$$Ma - Mz = 0{,}05\ Mn.$$

Die Seegleichung wird:

$$Mn\ (1{,}0 - 0{,}95) = Ma - Mz = 0{,}05\ Mn.$$

Die Erdgleichung:

$$Mn\ (1{,}0 = 0{,}29) = M\ (0{,}95 + 0{,}34)$$

Der Unterschied zwischen $Ma$ und $Mz$ ist durch obige Gleichungen bestimmt und können wir nun für $Mz$ einen ent-

sprechenden Zahlenwert einführen, so ist damit auch *Ma* bestimmt, d. h. diejenige Wassermenge, welche von dem Meere in das Erdinnere dringt und dort, in Dampf verwandelt, am Wasser-Kreislaufe Teil nimmt. Die Meereszuflüsse *Mz* sind zum grossen Teile sichtbar und unserer Maassbestimmung zugänglich; der unsichtbare unterseeische Teil entzieht sich unserer Berechnung. Für Deutschland z. B. hat man gefunden, dass von den oberirdischen Wasserläufen dem Meere 47 % der Landesniederschläge zugeführt werden; in England fördern die sichtbaren Wasserläufe 40 %, in Frankreich 38 %, der Mississippi nur 25 % der Landesniederschläge in die Meere. Über die ganze Erde verbreiten sich jedoch die fraglichen Beobachtungen noch lange nicht und das zu Gebot stehende Zahlenresultat ist noch sehr gering; man muss sich auch hier damit behelfen, dass man unter Zuhilfenahme der vorhandenen Beobachtungs-Ergebnisse aus den Verhältnissen des einen Landes Schlüsse auf die des anderen zieht. Nimmt man den grossen Unterschied zwischen der Wasserförderung des Mississippi mit 25 % und derjenigen der deutschen Ströme mit 47 % in Betracht, so muss als die Ursache dieses Unterschiedes erkannt werden die ausserordentliche Grösse des Stromgebietes, aus welchem der Mississippi seine Zuflüsse erhält. Der Oberlauf dieses Stromes erstreckt sich in Gebiete mit einer mittleren Jahrestemperatur von 5° C. und mit verhältnismässig geringen Jahresniederschlägen, während an seiner Mündung in das Meer eine mittlere Jahrestemperatur von 20° C. vorhanden ist, verbunden mit starken Jahresniederschlägen. Das ausgedehnte Gebiet des Oberlaufes trägt daher zur Wasserspeisung im Verhältnis zu seiner Flächenausdehnung viel weniger bei, als das Gebiet des Unterlaufes und daraus ergiebt sich ein auf das ganze Stromgebiet berechnetes geringeres Verhältnis des Stromwassers zum Niederschlagswasser der Flächeneinheit, oder was dasselbe der Niederschlagshöhen und Abflusshöhen zu einander.

Die sichtbaren Wasserläufe haben daher einen im Verhältnis zu ihrem Niederschlagsgebiete und dessen Niederschlagshöhe um so grösseren Wasserreichtum, je gleichmässiger die Niederschlagshöhen über das Gebiet verteilt sind; je länger ein Stromlauf, desto grösser sind die Abweichungen der jähr-

lichen Niederschlagshöhen innerhalb seines Stromgebietes, desto geringer die Stromabflussmenge im Verhältnis zur jährlichen Niederschlagsmenge. Das Mississippi-Stromgebiet ist so ziemlich das ausgedehnteste der Erde, zugleich mit stark abweichenden Niederschlagsverhältnissen, so dass dies Gebiet im allgemeinen auch das Mindestmaass bezüglich der Stromabflüsse im Verhältnis zu den Niederschlagsmengen liefern dürfte. Die deutschen Ströme dagegen haben kurzen Lauf mit nur geringen Abweichungen der jährlichen Niederschlagsmengen innerhalb ihres Stromgebietes, so dass man deren Wasserförderungs-Verhältnis als grösstes annehmen kann und das Mittel beider genannten Stromgebiete für die durchschnittliche Leistung der Gewässer in der Wasserförderung nach dem Meere als maassgebend. Demnach würden die von den sichtbaren Wasserläufen den Meeren zugeführten jährlichen Wassermengen $\frac{47+25}{2} = 36\,\%$ der jährlichen Niederschläge auf das Land betragen; dazu ist noch zu rechnen der unsichtbare Teil der Meereszuflüsse, deren Vorhandensein nicht nur am Ufer, sondern auch mitten im Meere durch aufsteigende Süsswasserquellen festgestellt ist, deren Grösse aber nicht einmal nach dem Augenschein geschätzt werden kann. Ich will aus diesem Grunde keinen grossen Zahlenwert dafür in Anschlag bringen, indem ich mit Rücksicht darauf die oben berechneten 36 % auf rund 40 % setze. Mittelst dieses Wertes

$$Mz = 0{,}40 \frac{o}{Ln} = 0{,}100\ Mn$$

erhält man durch die Gleichung

$$Lv - Ln = Ma - Mz \text{ oder}$$
$$Mn\,(0{,}34 - 0{,}29) = Ma - 0{,}100\ Mn$$
$$Ma = 0{,}15\ Mn.$$

Unsere Wirtschaftsgleichungen erscheinen innen vollständig in Zahlenwerten:

Landgleichung: $Ln + Ma = Lv + Mz$
$Mn\,(0{,}29 + 0{,}15) = (0{,}34 + 0{,}10)\ Mn.$

Seegleichung: $Mn + Mz = Mv + Ma$
$Mn\,(1{,}0 + 0{,}10) = (0{,}95 + 0{,}15)\ Mn.$

Erdgleichung: $Mn + Ln = Mv + Lv$
$Mn\,(1{,}0 + 0{,}29) = (0{,}95 + 0{,}34)\,Mn.$

Diese Zahlenwerte, bezogen auf die Grösse der durchschnittlichen jährlichen Niederschlagsmenge des Meeres als Einheit, stellen das durchschnittliche Ergebnis dar von dem Zusammenwirken aller Vorgänge des Wasser-Kreislaufes über und unter der gesamten Erdoberfläche. In jedem Einzelfalle, in welchem es sich nur um einen Teil der Erdoberfläche handelt, erhält man andere Werte, da das Grössenverhältnis von Verdunstung und Niederschlag, besonders auf dem Lande vielfachen Beeinflussungen und infolgedessen Abweichungen von den allgemeinen Verhältnissen unterworfen ist; auch ist der Einfluss des Meeres auf das feste Land und umgekehrt ein sehr mannigfaltiger je nach Gestaltung der Erdoberfläche, deren Bepflanzung, sowie je nach der Entfernung des Binnenlandes von der Meeresküste. So mannigfaltig diese Abweichungen sind, so müssen sie sich doch innerhalb der durch die Wirtschaftsgleichungen gesteckten Grenzen bewegen. Ferner ist zu berücksichtigen, dass man in Einzelfällen, d. h. also, wo es sich um die Vorgänge für einen bestimmt begrenzten Erdteil handelt, die See- und Landgleichung nicht in ihrer Vereinigung als Erdgleichung anwenden kann, weil der in Frage stehende Erdteil, z. B. Australien, Russland u. s. w. zwar auf der Erdoberfläche für die zu treffenden Beobachtungen und Messungen abgekrenzt werden kann, aber sowohl über als auch unter der Erdoberfläche, in der Atmosphäre wie im Meere, ist das Zusammenwirken aller Vorgänge (Niederschlag, Verdunstung und Abflüsse) nicht durch Grenzen auf das Einzelgebiet eingeschränkt; sie beeinflussen die Nachbargebiete, wie diese umgekehrt das Einzelgebiet. Die Beziehungen der Landes-Niederschläge und Verdunstungen zu denen des Meeres innerhalb eines Einzelgebietes können daher nicht durch die Erdgleichung $Mn + Ln = Mv + Lv$ bestimmt werden. Zu näherer Erklärung wähle ich ein naheliegendes Beispiel, nämlich unsere Heimat, Deutschland.

Deutschland hat einen durchschnittlichen Jahresniederschlag von 750 mm, ausserdem ist für Deutschland, wie im Abschnitt IV schon berechnet wurde, mit Rücksicht auf dessen Wald-

bestand und Bodenbedeckung eine Verdunstungshöhe von 1,36 mal der Niederschlagshöhe $\frac{o}{Ln}$ anzunehmen, die Ströme führen 47 % der Niederschläge ins Meer ab, wozu die Meereszuflüsse unter dem Seespiegel längs der deutschen Küste kommen, so dass mit 50 % die Gesamt-Meereszuflüsse nicht zu hoch gerechnet sind. Die Landgleichung für Deutschland ist demnach, die oberirdischen Landesniederschläge $\frac{o}{Ln}$ als Einheit gesetzt, folgende:

$$\frac{o}{Ln} + \frac{Ln}{u} + Ma = (1{,}36 + 0{,}50)\,\frac{o}{Ln}$$

$$\frac{Ln}{u} + Ma = 0{,}86\,\frac{o}{Ln}$$

Um der Verdunstung und den Abflüssen in das Meer das Gleichgewicht zu halten, müssen demnach noch $0{,}86\,\frac{o}{Ln}$ unterirdisch zugeführt werden; dabei ist es ganz einerlei, welcher Teil der oberirdischen Landesniederschläge, ein grösserer oder kleinerer, in den Boden versickert. Wenn ein Teil der Niederschläge in solche Tiefe versickern würde, dass er zur Speisung von abfliessenden Grundwassern dienen könnte, so müsste er durch einen gleich grossen Teil unterirdischer Dämpfe anderer Herkunft zur Deckung des Verdunstungsbedarfes ersetzt werden; was mit der einen Hand gegeben würde, nähme die andere Hand wieder weg.

Eine Seegleichung lässt sich für Deutschland nicht aufstellen, weil sich diejenigen Meeresteile, welche Einfluss auf die deutschen Vorgänge haben, nicht abgrenzen und die Grösse ihrer Leistungen nicht bestimmen lassen; eine Erdgleichung ist deshalb auch nicht möglich.

Um die Beziehungen der Vorgänge des Wasser-Kreislaufes zu erforschen, darf man ein Einzelgebiet auch nicht innerhalb seiner politischen Grenzen in Betracht ziehen, sondern dies Einzelgebiet muss wenigstens im Oberlaufe seiner Gewässer bis zu seinen natürlichen Grenzen, das sind die Wasserscheiden der Flussgebiete, sich erstrecken. Die natürlichen Grenzen des Oberlaufes der deutschen Ströme liegen daher in der Kammlinie der Alpen, Vogesen und Ardennen, soweit diese

die Wasserscheiden des Flussgebietes der Donau und des Rheines bilden. Die natürliche Grenze des Unterlaufes ist die Meeresküste von der Mündung des Rheines bis zu derjenigen der Weichsel. Das Stromgebiet der Weichsel scheidet man am besten für den vorliegenden Zweck aus dem deutschen Gebiete, da weitaus der grösste Teil des Weichselgebietes, besonders aber der ganze Oberlauf in polnische Lande sich erstreckt. Der Unterlauf der Donau ist durch die österreichisch-ungarische Grenze abgeschlossen.

Innerhalb dieser natürlichen Abgrenzung besteht aber sogar für die deutschen Ströme schon ein grosser Unterschied zwischen den Niederschlags- und Verdunstungshöhen des Unterlaufes und des Oberlaufes. In den Alpen und Vogesen erreicht die Niederschlagshöhe im Jahresdurchschnitt 2000—2500 mm, im norddeutschen und niederländischen Tieflande aber nur 600 bis 700 mm. Die relativen Verdunstungshöhen werden sich dagegen in den beiden entgegengesetzten Gebieten einander ziemlich gleich sein, indem der raschere Abfluss der Niederschlagswasser auf der abhängigen Erdoberfläche des Oberlaufes, welcher die Verdunstung dieser Wasser beeinträchtigt, dadurch ausgeglichen wird, dass durch die stärkere Erwärmung der gegen die Sonnenbestrahlung gerichteten Berghänge, sowie durch deren dichtere Bewaldung die Verdunstung gesteigert wird. Ein wesentlicher Unterschied in der relativen Grösse der Meereszuflüsse des Oberlaufes und Unterlaufes der Ströme ist jedoch unbestreitbar; im Gebiete des Oberlaufes ist der Meereszufluss durch die fliessenden Gewässer im Verhältnis zum jährlichen Niederschlag aus der oberirdischen Atmosphäre viel geringer als im Gebiete des Unterlaufes. Die deutschen Flüsse haben alle ihren Ursprung und einen grossen Teil ihres Oberlaufes im Gebirgslande mit grossen Jahresniederschlägen, dagegen ist selbstverständlich die Wassermenge der fliessenden Gewässer beträchtlich geringer als im Unterlaufe, weil hier alle Gewässer des Flussgebietes vereinigt sind; ausserdem ist auch das Oberlaufgebiet der deutschen Flüsse ein sehr ausgebreitetes, sodass sich die Abflussmengen der Gewässer auf grosse Flächen vertheilen.

Die Landgleichung für das Gebiet des Oberlaufes wird daher eine andere als für das des Uuterlaufes. Nimmt man

an, dass die Meereszuflüsse im Gebiete des Oberlaufes nur den vierten Teil der des Unterlaufes betragen, so ergiebt sich für den oben festgesetzten Mittelwert von $0{,}50 \frac{o}{Ln}$ eine Grösse der Meereszuflüsse im Oberlaufe zu $0{,}10 \frac{o}{Ln}$ und eine solche für die des Unterlaufes von $0{,}40 \frac{o}{Ln}$.

Die Landesgleichung $\frac{o}{Ln} + \frac{Ln}{u} + Ma = (1{,}36 + 0{,}10) \frac{o}{Ln}$

für Oberlauf: $\left(\frac{Ln}{u} + Ma\right) = 0{,}46 \frac{o}{Ln}$

Die Landesgleichung $\frac{o}{Ln} + \frac{Ln}{u} + Ma = (1{,}36 + 0{,}40) \frac{o}{Ln}$

für Unterlauf: $\frac{Ln}{u} + Ma = 0{,}76 \frac{o}{Ln}$.

Auch hier wird die Nähe des Meeres durch erhöhte Meeresabflüsse bemerkbar, d. h. das Eindringen des Meerwassers durch den Meeresboden in das Erdinnere, sowie das Eindringen der vom Meere befeuchteten, oberirdischen Luft unter die Erdoberfläche ist von um so grösserem Einfluss auf die unterirdische Bewässerung, je näher die Meeresküste liegt.

Die Wüste Sahara hat nur wenig Regen und dies Wenige verdunstet auch auf dem heissen Wüstenboden; ausserdem ist aber auch die Wüste mit Ausnahme der Oasen unbepflanzt, die Verdunstung infolge Pflanzenwachstums ist daher nur sehr gering, sowie überhaupt auch die aus dem Untergrunde aufsteigenden Dämpfe nicht erheblich sein können, immerhin aber solche vorhanden sind. Meereszuflüsse entsendet die Wüste nicht, denn die wenigen Wasser, welche die Quellen und Brunnen der Oasen an die Oberfläche befördern, haben keinen anderen Verlauf als den der Verdunstung. Wenn also der Wüste grosser Niederschlag und fliessendes Gewässer fehlt, so weist sie doch Verdunstung auf und die Landgleichung der Wüste vereinfacht sich zu folgender, wenn $Lv = 1{,}1\, Ln$

$$\left(\frac{Ln}{u} + Ma\right) = 0{,}1 \frac{o}{Ln}$$

Ich führe dies Sahara-Beispiel nur an, weil daraus hervorgeht, dass Meeresabflüsse *Ma* und aus der Atmosphäre unterirdische Niederschläge $\frac{Ln}{u}$ immer vorhanden sind, schon deshalb, weil durch den unaufhörlichen Kreislauf zwischen ober- und unterirdischer Atmosphäre beständig Dämpfe aus der unterirdischen in die oberirdische Atmosphäre, sowie auch umgekehrt, übergeführt werden.

Ein anderes Beispiel liefert das geschlossene Tiefland von Turan in Asien, sowie die ostwärts davon 400 m höher gelegene Hochebene des Tarimflusses, welche ganz von Hochgebirge umschlossen ist; beide haben keinen sichtbaren Abfluss nach dem Meere, trotzdem sie von Oberflächengewässern durchzogen sind. Solche geschlossenen Hochebenen ohne sichtbaren Abfluss ihrer Gewässer nach dem Meere giebt es noch mehrere, und das Wasser ihrer Flüsse und Seeen müsste daher in demselben Maasse verdunsten als es durch Zuflüsse gespeist wird, wenn nicht auch unsichtbare Abflüsse der Gewässer ins Erdinnere vorhanden sind; die Landgleichung wäre in diesem Falle:

$$\frac{o}{Ln} + \frac{Ln}{u} + Ma = Lv$$

und da *Lv* gross ausfallen würde, nämlich $= \frac{o}{Ln} +$ der Pflanzenausdünstung und der aus dem Boden aufsteigenden Dünste, so würde *Ma* und die unterirdischen Niederschläge $\frac{Ln}{u}$ klein ausfallen, wenn den fliessenden Gewässern ein Abfluss nach dem Meere, sei es sichtbar oder unsichtbar, fehlt. Man kann übrigens gerade so zuversichtlich behaupten, dass unsichtbare Abläufe vorhanden sind; besonders bei geschlossenen Hochebenen ist ein unterirdischer Ablauf der Gewässer, worunter gewöhnlich auch ein oder mehrere Seeen sich befinden, sehr leicht durch vorhandene Bodenrisse denkbar; der sichtbare Ablauf findet sich dann in dem der Hochebene vorliegenden Stufenlande. So erhält jedes grössere oder kleinere Stromgebiet je nach seiner Eigenart verschiedene Werte, aber immer wird man zu dem Ergebnis gelangen, dass ausser den Niederschlägen der oberirdischen Atmosphäre auch noch unterirdische Zuflüsse vorhanden sein müssen, um das Gleichgewicht zwischen

Wasserempfang und Wasserabgabe herzustellen; diese Zuflüsse kommen teils unmittelbar von dem Meere, teils sind es Niederschläge aus derjenigen Luft, welche aus der oberirdischen Atmosphäre in den Untergrund absinkt. Betrachten wir z. B. wieder das deutsche Stromgebiet, und nehmen wir einmal an, die Gesamtverdunstung wäre nicht 1,36 $\frac{o}{Ln}$, sondern 1,00 $\frac{o}{Ln}$, so würden die unterirdischen Züflüsse immerhin noch 0,50 $\frac{o}{Ln}$ betragen; für den Pflanzenbedarf sind 0,40 $\frac{o}{Ln}$ erforderlich, die Verdunstung von der freien Oberfläche der Wasserläufe ist 0,06 $\frac{o}{Ln}$ und die aus dem Untergrunde in die oberirdische Atmosphäre aufsteigenden Dünste betragen 0,1 $\frac{o}{Ln}$, zusammen für die genannten 3 Fälle 0,56 $\frac{o}{Ln}$, wonach also für die Verdunstung der auf die Oberfläche fallenden Niederschläge nur noch 0,44 $\frac{o}{Ln}$ blieben. Dieser Wert 0,44 $\frac{o}{Ln}$ bleibt jedoch weit hinter den thatsächlich gefundenen Verdunstungsgrössen der befeuchteten Erdoberfläche zurück. Würde man die unterirdischen Zuflüsse überhaupt für unmöglich, also gleich Null annehmen, so müsste $\frac{o}{Ln} = Lv + Mz$ sein; dies ist die gewöhnliche Gleichung, die heute noch zur Erkennung der verschiedenen Beziehungen im Wasserkreislauf bei den Fachleuten in Gebrauch ist. Für einen Wert von $Mz = 0{,}50 \frac{o}{Ln}$, wie er sich für Deutschland ergiebt, ist danach die Gesamtverdunstung $Lv = 0{,}50 \frac{o}{Ln}$; davon noch ab 0,06 $\frac{o}{Ln}$ für Verdunstung der freien Wasserfläche, blieben 0,44 $\frac{o}{Ln}$. Von diesen 0,44 $\frac{o}{Ln}$ müssten aber 0,40 $\frac{o}{Ln}$ erst in den Untergrund gelangen, um zur Pflanzenernährung zu dienen und

danach erst als Dunst in die oberirdische Atmosphäre aufzusteigen; sonach blieben in diesem Falle für die Verdunstung von der feuchten Erdoberfläche nur 0,04 $\frac{o}{Ln}$, ein so geringer Wert, dass in keinem Lande die Möglichkeit auch nur gedacht werden könnte. Bei bepflanztem, feuchtem Boden ist die Verdunstung unter sonst gleichen Umständen sogar grösser als die der freien Wasserfläche und die Niederschläge erreichen zum Teil gar nicht den Boden, im Walde nur $^1/_3$ bis $^2/_3$ derselben; dieser über dem Boden an den Pflanzen haftende Teil der Niederschläge verdunstet also schon gleich wieder in die Atmosphäre, ohne auf den Boden zu gelangen. Aber auch der die Bodenoberfläche benetzende Teil der Niederschläge verdunstet zum grössten Teil, ehe er nur Zeit hat, bis in die Wurzeltiefe der Pflanzen zu gelangen; eine Speisung des Untergrundes mit 0,40 $\frac{o}{Ln}$ zur Pflanzenernährung ist daher auf diesem Wege nicht möglich. Die Ernährung der Pflanzen während ihrer Wachszeit, in unserem Klima z. B. für Getreide in 4 Monaten, ist selbst durch den Gesamtniederschlag während dieser Zeit nicht möglich. Der Wasserbedarf eines Getreidefeldes in Deutschland entspricht in 4 Monaten einer Niederschlagshöhe von 400 mm; der thatsächliche oberirdische Niederschlag während der Monate April, Mai, Juni, Juli ist in Deutschland etwa 0,34 $\frac{o}{Ln} = 0{,}34 \,.\, 750 = 205$ mm, also die Hälfte des Pflanzenbedarfes. Wenn nun auch nicht sämtlicher Boden mit Pflanzen bedeckt ist, so steht andererseits auch nicht der ganze Niederschlag von 4 Monaten der Pflanzenernährung zur Verfügung, weil schon ein Teil abfliessen und in den Boden versickern müsste, zur Speisung der abfliessenden Grundwasser, und weil schon ein Teil von der Boden- und Pflanzenoberfläche in die oberirdische Atmosphäre verdunstet. Das Pflanzenwachstum, welches mit saftigem Grün unsere deutsche Erde in Wald und Feld bedeckt, könnte unmöglich gedeihen, wenn nicht beträchtliche unterirdische Zuflüsse vorhanden wären, welche nicht von den Niederschlägen der oberirdischen Atmosphäre auf das trockene Land herrühren.

So wie der unterirdische Beitrag der oberirdischen Landesniederschläge zu dem Wachstum der Pflanzen nur ein verhältnismässig geringer ist, ebensowenig bedeutend ist er auch für die Speisung der Grundwasser und ihrer Abflüsse. Es wird jedoch heute noch allgemein als unzweifelhaft angenommen, dass die Grundwasser hauptsächlich durch die Sickerwasser der Niederschläge gespeist werden und muss ich daher notwendig dem Vorgange der Wasserversickerung noch den folgenden besonderen Abschnitt widmen.

---

## VI. Die Versickerung der Niederschlagswasser.

Wie schon öfter erwähnt, ist der Standpunkt der modernen Wasserkundigen fast durchgehends noch der, dass die Speisung der Grundwasser, welche als Quellen sichtbar oder unsichtbar zu Tage treten, von demjenigen Teile der oberirdischen Niederschläge herrührt, welcher in den Boden versickert durch Spalten und Klüfte in die Tiefe der Grundwasserbehälter; die Grösse dieser Sickerwasser wird dabei gewöhnlich zu ein Drittel der Niederschläge angenommen. Die Theorie, womit die Einsickerung (Infiltration) so grosser Wassermengen ins Erdinnere begründet werden soll, wird von den Verfechtern des Sickersystems in folgender Weise entwickelt.

Das Gestein, welches die Erdschichten unter der Oberfläche zusammensetzt, ist an der Oberfläche durch den Einfluss der Luft, der Feuchtigkeit und des Frostes verwittert und bildet oft eine Deckschicht von einigen Metern Dicke über den noch unzerstörten Gesteinsschichten. Stellenweise überragen die nackten unverwitterten Felsen die Schuttmassen ihrer zertrümmerten Teile. Die Niederschlagswasser dringen in diese Schutthalden der Gebirge, sowie in die Spalten und Klüfte der Felsen bis zu einer Tiefe, wo sie durch eine undurchlässige Bodenschicht festgehalten und angesammelt werden. Die Ausfüllungen der Thalsohlen, die oberen Bodenschichten der

Niederungen und Flussthäler, sie sind alle durch Anschwemmung der Verwitterungstrümmer der harten Erdrinde entstanden, und entstehen noch jetzt; unser Acker- und Waldboden besteht aus Zersetzungserzeugnissen der Erdrinde.

Nach der Theorie der Infiltration ist das Maass derselben hauptsächlich davon abhängig, in welchem Verhältnis in einem Gestein die vorhandenen Risse und Spalten zur Gesamtmasse stehen, weil durch die Poren der Gesteine das Wasser nur äusserst schwierig und langsam absickern kann. Besteht zudem ein Gestein teilweise aus Stoffen, die in Wasser löslich sind, so verstopfen sich die engen Durchgangswege sehr bald. Je lockerer daher und grobkörniger die Verwitterungsdecke über dem Gesteine, desto leichter und sicherer geht die Versickerung vor sich. Dies genügt den Anhängern der Versickerungstheorie, um diese zu begründen, obwohl durch viele Versuche nachgewiesen ist, dass das Wasser der Niederschläge auf die Erdoberfläche selbst in lockerem Boden nur bis auf geringe Tiefen einzudringen vermag, sowie, dass Spalten und Klüfte der Gesteinsschichten nur an einzelnen Stellen der Erde, wie z. B. im Kalkgebirge, sich bis zur Erdoberfläche erstrecken, so dass das Niederschlagswasser in sie gelangen kann.

Die Durchlässigkeit der Gesteinsschichten ist im allgemeinen sehr gering, und kann man sie mit Rücksicht auf den geringen Druck der Niederschlagswasser diesen gegenüber gleich Null annehmen. Durch Aushöhlung eines festen Gesteins kann man wasserdichte Behälter herstellen; Tunnelbauten in geschlossenem, nicht zerrissenem Gesteine, zeigen die Felsen höchstens feucht, erfordern aber keine besondere Wasserbewältigung, wie solche in zerklüftetem Gestein. Selbst unter dem mit hohem Wasserdruck belasteten Meeresboden konnten Tunnelbauten ohne lästigen Wasserandrang ausgeführt werden; Flussthäler, die von einem mächtigen Grundwasserstrome erfüllt sind, wurden samt dem Flusse, dem Rinnsale des Grundwasserstromes, unterfahren, ohne dass mehr als bloss feuchter Untergrund gefunden wurde; ohne irgend eine Belästigung durch Sickerwasser sind Bergbauten unter dem Meeresboden vorgetrieben worden. Die Schutzdämme unserer Flüsse und Ströme sind besonders im Tieflande das ganze Jahr hindurch vom

Flusswasser nicht nur benetzt, sondern bespült, dem Wellenschlage ausgesetzt, der Flusswasserspiegel liegt oft 2—3 m höher als das von dem Damme geschützte Ackerland und dennoch ist ein Durchsickern des Flusswassers durch den aus Erde bestehenden Dammkörper nicht zu befürchten. Schon der längst verflossene Seneca äusserte sich über die Durchlässigkeit des Bodens in folgender Weise: „Als alter, erfahrener Weinberggräber kann ich versichern, dass selbst der stärkste Regenguss nicht imstande ist, mehr als 10 Fuss (3,0 m) in den Boden einzudringen. Der hervorragende Geologe Otto Volger hat sogar beobachtet, dass der stärkste Regen kaum einen Meter tief eindringt; selbst in sandigem Boden, auf welchem Wasser monatelang angesammelt stand, ist es Volger nicht gelungen, das Eindringen des Wassers auf eine grössere Tiefe als 0,60 m nachzuweisen.

Vor 200 Jahren machte der französische Gelehrte de la Hire folgenden Versuch: Er liess eine Metallschale von $^1/_3$ qm horizontaler Bodenfläche und 0,15 m senkrechter Seitenhöhe, 2,5 m tief unter die Erdoberfläche eingraben; den tiefsten Punkt der Schale verband er mit einer 4,0 m langen Röhre, die in einem benachbarten Keller über einem Sammelgefässe mündete. Diese Messvorrichtung der zur Mittelschale gelangenden Sickerwasser, ergab nach 15-jähriger Beobachtung nicht einen Tropfen Wasser; die über der Schale liegende Erdoberfläche mit dem darunter befindlichen Boden lagen dabei dem Auffallen des Regens und Schnees ganz frei und offen gegenüber. Nicht weit von der erwähnten Versuchsstelle liess de la Hire ein zweites Gefäss, oben offen, mit Erde ausgefüllt, nur 0,20 m tief unter die Oberfläche eingraben und mit einer Ablaufröhre versehen; dabei wurde die Oberfläche über dem Gefässe stets von Pflanzenwuchs frei gehalten, und der Ort war ein vor starkem Luftzug geschützter, die Verdunstung also nicht begünstigt. Aber trotz dieser günstigen Sickerungsverhältnisse erhielt man auch hier vom Juni 1687 bis Februar 1688 nicht einen Tropfen Sickerwasser; erst als Schnee fiel und darauf unmittelbar anhaltender Regen, erschien endlich etwas Sickerwasser im Sammelgefässe. Dieselbe Vorrichtung liess de la Hire nun 0,40 m tief unter die Oberfläche eingraben und es war kein Sickerwasser-

abfluss zu bemerken, so viel es auch regnen und schneien mochte. Bepflanzte man die über dem Gefässe befindliche Oberfläche, so verkümmerten die Pflanzen sehr schnell wegen Trockenheit des Wurzelbodens, da durch das Gefäss das Aufsteigen der Untergrunddämpfe zu dieser Stelle verhindert wurde.

Perrault hat sich durch unmittelbares Aufgraben des Bodens nach dem andauerndsten Regen überzeugt, dass das Niederschlagswasser nie tiefer als höchstens 0,60 m unter die Oberfläche des Ackerbodens dringe.

Ein westfälischer Landwirt, Amtmann Gropp, hat De la Hires Versuche wiederholt und auf Grund derselben erklärt, dass es auf dem Versickerungswege, selbst nach dem stärksten Regen, nicht möglich sei, eine Flasche Sickerwasser zu sammeln. Volger erwähnt noch weiter: Gräbt man Drainageröhren nur einige Fuss tief in den Boden, so bleiben sie vollkommen trocken von Sickerwasser; gräbt man drei Röhren übereinander ein, die eine 0,60 m, die zweite 1,20 m und die dritte 1,80 m tief, so kann man im untersten Rohrstrange gelegentlich fliessendes Wasser, im mittleren etwas Feuchtigkeit, im oberen nur Trockenheit finden, woraus sich von selbst ergiebt, dass die Bodenfeuchtigkeit von unten heraufsteigt, nicht von oben herabsickert.

Nach den Beobachtungen der forstlich meteorologischen Stationen in Bayern gelangten von den Niederschlägen der Jahre 1886 und 1887 mit Niederschlagshöhen von 958 mm bezw. 634 mm folgende Sickermengen in den Waldboden:

| | 1886 | 1887 | |
|---|---|---|---|
| Bei unbepflanztem Boden | 5,1 % | 3,5 % | d. Niederschlagshöhe |
| Im Buchenwalde . . . | 4,1 % | 2,9 % | „ „ |
| Im Fichtenwalde . . . | 3,0 % | 1,5 % | „ „ |
| Durch den mit Moos bebedeckten Boden . . | 7,0 % | 6,2 % | „ „ |

Also auch hier bei dem Versuche im grossen Maassstabe ergab sich nur eine sehr geringe Bodenbefeuchtung durch Sickerwasser; die Tiefe des Eindringens wurde dabei nicht beobachtet, sie kann aber auch nur sehr gering gewesen sein, mit Rücksicht auf die geringe, den Boden unmittelbar unter der Oberfläche kaum benetzenden Wassermenge.

In neuerer Zeit hat man Versuche zur Feststellung der

Sickerwassermengen mittels unter die Oberfläche verlegter Drainröhren angestellt, ein Verfahren, das als verfehlt bezeichnet werden muss, weil einerseits die Öffnungen der Drainröhren die Sickerwasser, wenn wirklich solche bis zu ihnen dringen, nicht in der ganzen Ausdehnung der zu untersuchenden Sickerfläche aufnehmen, und weil dagegen andererseits die in den Untergrund gelangende mit Feuchtigkeit gesättigte Luft, sowohl ausserhalb als innerhalb der Röhren Dünste niederschlägt, welche sich darin als flüssiges Wasser sammeln, ablaufen und so den Irrtum von eingedrungenen Sickerwassern hervorrufen. So haben z. B. derartige Versuche ergeben, dass unbepflanzter Boden bedeutend mehr Sickerwasser liefere, als bepflanzter, während doch auf unbepflanztem Boden die Verdunstung und der Oberflächenablauf der Niederschlagswasser sich viel rascher vollzieht als auf dem mit Pflanzen bedeckten Boden; die Erscheinung der grösseren Wassermenge in den Drainröhren unter unbepflanzter Bodenfläche ist aber dadurch erklärlich, dass das gesammelte Wasser eben nicht Sickerwasser, sondern Niederschlagswasser aus den Luftströmungen im Untergrunde ist; diese Luftströmungen sind nämlich bei freier, unbepflanzter Oberfläche lebhafter, den unterirdischen Niederschlägen förderlicher, als bei bedeckter Bodenfläche. Aber abgesehen davon sind solche Versuche, die das Eindringen von Sickerwasser bis zu etwa 1,0 m Tiefe bestätigen können, für den Nachweis, dass die Grundwasser von Sickerwassern herrühren, belanglos, weil diese ja immer tiefer liegen und zwar im allgemeinen sehr viel tiefer. Dass in die oberste Schicht der Erdrinde, besonders wenn sie locker ist, ein Teil des Niederschlagswassers gelangt, wo es nach Aufhören der Niederschläge entweder verdunstet oder von den Pflanzenwurzeln aufgesaugt wird, bestreitet überhaupt Niemand; aber unmöglich kann ein irgend nennenswerter Teil der flüssigen Niederschlagswasser auf dem Versickerungswege durch die Poren des Bodens und der Gesteine bis zu den Grundwasserbehältern gelangen. Diejenigen Niederschlagswasser, welche flüssig bis dahin kommen, nehmen ihren Verlauf durch Risse, Spalten und Klüfte, welche an der Erdoberfläche münden; dies sind aber eigentlich keine Versickerungen, sondern Abflüsse während der Niederschlagsdauer oder während der Schnee-

schmelze durch offene Kanäle, die in grössere Tiefen sich erstrecken, aber nur örtliche Bedeutung haben, weil sie verhältnismässig selten, stellenweise an der Erdoberfläche erscheinen, wie z. B. im Jura und im Karstgebirge.

Ausser der Durchlässigkeit der Bodenoberfläche ist auch deren Gestaltung und Gefälle, sowie ihre mehr oder weniger lockere Beschaffenheit und ihre Bepflanzung für die Möglichkeit der Bodenversickerung oder der unterirdischen Abflüsse der Niederschläge maassgebend.

Der Wald besitzt die grösste Fähigkeit, die Niederschlagswasser längere Zeit zurückzuhalten, d. h. das Unterholz, die Laub- und Moosdecke, sowie der sonstige Pflanzenbestand des Waldes erschweren einen raschen Ablauf dieser Wasser, sowie sie auch die Verdunstung desselben verlangsamen; infolgedessen hat das Niederschlagswasser auf längere Dauer Gelegenheit, den Boden zu befeuchten und damit den Pflanzenwuchs, welcher viel Wasser beansprucht, zu fördern. Wenn also im Walde die Niederschlagswasser nicht so rasch und in dem Maasse verlaufen und verdunsten wie im freien Felde, so ist andererseits zu berücksichtigen, dass das Wasser in der dicken Moos- und Streudecke wie in einem Schwamme festgehalten wird, also gar nicht unter die Oberfläche versickern kann, und dass für den dichten und kräftigen Pflanzenwuchs grosse Wassermengen verbraucht werden, sowie, dass im Walde von den Niederschlägen überhaupt ein grosser Teil, 60—30 %, gar nicht zur Bodendecke gelangt, sondern an den Stämmen, Zweigen und in den Laubkronen der Bäume haften bleibt, von wo sie gleich wieder verdunsten. Je nach der Dicke kann der Moosrasen des Waldes 4—15 mm Wasserhöhe auf die Flächeneinheit einsaugen, also 4—15 l Wasser auf 1 qm, bei einer Dicke des Mooses von 100—300 mm. Unter den Streudecken hat die Laubstreu das grösste Wasserfassungsvermögen; 100 kg Laubstreu lufttrocken, kann 200—250 kg Wasser aufsaugen, Nadelstreu nur 100—160 kg. Der Wald ist also ein ausgezeichneter Sammelbehälter der Niederschlagswasser, hält aber eben deshalb seinen flüssigen Wasserbestand innerhalb seiner Grenzen sehr fest.

Im freien Felde sind es besonders die Wiesen, dann die mit Klee ständig bestellten Felder und dann überhaupt alle

bepflanzten Landflächen, welche die Niederschlagswasser in ihrem raschen Ablaufe und ihrer Verdunstung behindern.

Der mehr oder weniger rasche Verlauf der Niederschlagswasser hängt hauptsächlich von dem Gefälle der Bodenoberfläche ab; im Gebirge ist daher dieser Verlauf, besonders wenn er nicht durch dichten Waldbestand gehemmt wird, ein erheblich rascherer als in der Ebene. An den Steilabhängen des Gebirges ist er ebenfalls schneller als an den weniger geneigten Hängen, und dieser Umstand ist dem Eindringen in den Boden auch nicht günstig, weil das Gefälle der Erdschichten deren Ausgehendes (die Schichtenköpfe) von einem steilen Hange einerseits und einem sanft geneigten anderseits begrenzt werden, in der Regel von dem steilen nach dem weniger steilen Hange gerichtet ist. Demnach haben die Niederschlagswasser gerade über dem Abhang, wo eindringendes Wasser Gelegenheit hätte, in einer durchlässigen Bodenschichte sich abwärts zu bewegen, die grösste Ablaufgeschwindigkeit, während auf dem entgegensetzten flacheren Hange mit geringerer Abflussgeschwindigkeit das Wasser in die aufwärts gerichteten Schichten nicht aufsteigen kann. In der Ebene mit sehr geringem Bodengefälle hat das Wasser längere Zeit, den Boden zu befeuchten, ehe es vollständig abgelaufen ist, besonders wenn der Boden stark bepflanzt ist; die Bodenfeuchtigkeit kommt hier aber hauptsächlich dem Wachstum der Pflanzen zu Gute; auf unbepflanztem Boden verdunstet das langsam verlaufende Wasser sehr rasch.

Regenfälle von kurzer Dauer geben verhältnismässig am wenigsten Wasser ab zur Oberflächenbefeuchtung, da von ihnen der grösste Teil verdunstet.

Hat der Boden eine Schneedecke, so wird durch das Aufthauen des Schnees in Berührung mit der warmen von unten aufsteigenden Grundluft dem Untergrunde Wasser zugeführt, das zur Befeuchtung der obersten Schichte des Untergrundes dient, und teilweise von der Grundluftwärme verdampft wird. Der Untergrund ist nämlich im Winter wärmer als die Erdoberfläche, wesshalb die an der Schneedecke abgekühlte Grundlunft, sowie die durch den Schnee eindringende Aussenluft, in den wärmeren Untergrund absinkend sich auch erwärmen, ihr Sättigungsvermögen erhöhen und die Verdampfung

der vorhandenen Feuchtigkeit veranlassen. In Dampfform findet das Wasser leichter den Weg zu den tiefer gelegenen Grundwassern als mittels Sickerung durch die Poren der Erdschichten. Hat die Oberfläche genügend Gefälle und ist von der unteren Schneeschicht schon so viel weggethaut, dass zwischen Erdoberfläche und Schnee eine Luftschichte vorhanden ist, so kann durch dass fortgesetzte Aufthauen von unten sogar ein Oberflächenablauf der Thauwasser entstehen. Solange nicht gleichzeitig ein Aufthauen von oben stattfindet, sind übrigens die Thauwassermengen nicht beträchtlich, wenn der Schnee nicht ziemlich lange liegen bleibt. Bei starkem Frost gefriert auch die Erdoberfläche unter dem Schnee und die Bodenfeuchtigkeit wird Eis, wodurch der Luftaustausch zwischen ober- und unterirdischer Atmosphäre unterbrochen wird; der Kampf der Untergrundwärme mit dem Froste wird so lange fortgesetzt, bis ein Gleichgewichtszustand eintritt, die Frostwirkung keine weiteren Fortschritte im Untergrunde mehr macht; mit dem Nachlassen des Frostes thaut die Erdwärme den gefrorenen Untergrund auf und es findet nun derselbe Vorgang im Wechsel der auf- und absteigenden Grundluft statt, wie bei der Schneeschmelze So lange der Boden gefroren ist können die von oben abthauenden Schneemassen nicht in den Boden dringen, sondern müssen oberflächlich ablaufen. Ein lange lagernder Schnee mit einem Froste, der nicht vermag, die Erdboberfläche unter dem Sehnee in Eis zu verwandeln, sondern sie offen lässt, befeuchtet daher den Untergrund und die unterirdische Atmosphäre am meisten und macht sich der Einfluss eines solchen schneereichen Winters auch durch den stärkeren Erguss der Grundwasser im Frühjahr beim Aufthauen bemerkbar. Aber, wie schon erwähnt, diese Bereicherung der Grundwasser infolge anhaltender Schneedecke bei offenem Boden ist nicht durch Versickerung der ohnedies nicht sehr grossen Thauwassermengen sondern durch die Niederschläge aus der aufsteigenden warmen Grundluft innerhalb des Untergrundes bewirkt, indem unter der Schneedecke die Luft immer bis auf 0° C. abgekühlt wird. Ausserdem tritt bei offenem Boden nicht nur Grundluft über die Oberfläche und die Schneedecke, sondern es gelangt als Gegenströmung auch Aussenluft, die eine Temperatur unter

0° C. hat, durch den Schnee unter die Erdoberfläche in den Untergrund, wo sie ihre Temperatur erhöht und Dämpfe aufnimmt. Dieser Wechsellanf der Grundluft und Aussenluft führt immer neue gesättigte Grundluftströme in den stark abgekühlten Untergrund und verursacht dadurch hier fortgesetzt Niederschläge. Ist aber die Erdoberfläche festgefroren, so ist dieser Luftwechsel gesperrt und damit auch der Niederschlag im Untergrunde beschränkt. Winter mit wenig Schnee und viel Frost befeuchten den Untergrund deshalb nicht so stark als Winter mit anhaltendem Schnee.

Der Schnee welcher im Hochgebirge in der Höhe der Grenze des ewigen Schnees auf undurchlässigen Boden fällt, schmilzt zeitweise nnd gefriert, je nach dem Temperaturwechsel in jenen Gegenden. Durch das Gefrieren des im Schnee enthaltenen Thauwassers wird der Schnee körnig, sogenannter „Firn“, aus welchem durch wiederholtes Aufthauen und Gefrieren allmählich das Gletschereis entsteht. Der flüssig bleibende Teil der Schmelzwasser der Gletscher sammelt sich am Fusse derselben, da es in den Boden nicht einzudringen vermag, und fliesst von hier als Gletscherbach zu Thal. Die auf die Gletscher fallenden Niederschläge befeuchten daher nicht einmal die gefrorene undurchlässige Erdoberfläche, sondern verdunsten entweder oder laufen als Gletscherbäche über die Oberfläche.

Die Versickerungsgläubigen versichern, dass im Winter die Sickerung in den Boden am grössten sei, dann folge das Frühjahr und der Herbst, im Sommer versickere von den Niederschlägen am wenigsten. Wenn man statt Sickerung unterirdische Niederschläge im Untergrunde setzt, stimmt obige Reihenfolge auch richtig mit der Wirklichkeit überein, denn im Sommer ist die Aussenluft wärmer als der Untergrund, der übrigens jetzt eine höhere Temperatur als im Winter hat, weshalb hier im Sommer die Abkühlung der aus der unterirdischen Atmosphäre in den Untergrund aufsteigenden Luft, sowie ihre Niederschläge nicht so stark sind, als im Winter; die in den Untergrund absinkende Aussenluft bringt zwar auch Niederschläge durch ihre Abkühlung hervor, dagegen ist die Verdunstung in die oberirdische Atmosphäre, insbesondere auch der Wasserverbrauch der Pflanzen im Sommer am grössten.

Wenn nun die Sickerungsanhänger weiter behaupten, dass im Winter die Sickerwassermengen um so grösser, je tiefer man von oben nach unten vorgeht, im Sommer dagegen sei es umgekehrt, weil durch die Verdunstung und die Vegetation eine Aufwärtsbewegung des Wassers im Untergrunde stattfinde, so darf man das wohl nur als beigelegte Verzierung zu ihrer Theorie betrachten. Wie ein Wasser, dessen Druck kaum genügend ist, um die Widerstände, die sich ihm auf seinem Sickerwege durch die Poren entgegenstellen, nur bis zu 1 m Tiefe zu überwinden, imstande sein soll, mit zunehmender Tiefe in immer grösseren Mengen zu erscheinen, ist nicht begreiflich, sowie auch, dass es ihm möglich sein soll, im Sommer aufwärts zu steigen, denn die Capillarattraktion vermag doch höchstens eine Hebung von 1—2 m zu bewirken.

In demselben Lichte erscheint der Versuch der Sickerleute, die Erscheinung, dass im gemässigten Klima sich reichliche und ständige Quellen finden, trotz geringerer Regeninfiltration als in dem heissen Klima, wo Quellen weniger häufig und mit grösseren Ergiebigkeitsschwankungen vorkommen, — dadurch zu erklären, dass die Verluste an unterirdischem Infiltrationswasser im heissen Klima viel grösser seien, als im kalten Klima.

Das mehr oder weniger häufige Auftreten von Quellen ist doch hauptsächlich durch den Wechsel und die Aufeinanderfolge von durchlässigen und undurchlässigen Bodenschichten, sowie deren Gefälle und Zerklüftung bedingt, und steht in keinem Zusammenhange mit dem mehr oder weniger grossen unterirdischen Wasservorrat, noch viel weniger mit der vom Klima beeinflussten Infiltration. Der grössere oder geringere Wasserreichtum der Quellen, sowie dessen Schwankungen im Jahresumlaufe müsste aber, wenn die Verluste an Infiltrationswasser dafür maassgebend sein sollten, gerade in den Tropen am gleichmässigsten sich gestalten, weil ja hier bekanntlich die Temperaturschwankungen über der Erdoberfläche am gleichmässigsten und mit der Entfernung von den Wendekreisen gegen die Pole erheblich ungleichmässiger werden. Die Infiltrationsverluste sollen aber durch die grössere Wärme veranlasst sein, müssten demnach auch gleichmässiger werden, wenn die Wärme

gleichmässiger auf das ganze Jahr verteilt ist. Diese Infiltrationsaufklärung des Vorkommens von Quellen in den verschiedenen Klimaten verdunstet daher rasch bei näherer Beleuchtung; dagegen lässt sich dies Vorkommen erklären, wenn man weiter berücksichtigt, dass zwar die Temperaturschwankungen im Laufe eines Jahres (Jahres-Amplitude) vom Äquator gegen die Pole zunehmen, dagegen umgekehrt die Regelmässigkeit der oberirdischen Niederschläge in der kalten und gemässigten Zone eine grössere ist, als in den Tropen. Die Häufigkeit der Quellen ist in denjenigen Gegenden der Tropen, wo reichlich Niederschläge fallen, verhältnismässig so gross wie im gemässigten Klima; in der Wüste, die fast regenlos ist, deren Atmosphäre als sehr trocken, können die Quellen nicht zahlreich sein, einerlei, ob die trockene Wüste im heissen oder gemässigten Klima sich erstreckt. Der Wasserreichtum der Quellen ist im gemässigten Klima verhältnismässig grösser. weil die grossen Temperaturunterschiede der Oberfläche, die sich auch auf den Untergrund übertragen, grössere Niederschläge in dem Untergrunde, sowohl aus der absinkenden Aussenluft als aus der aufsteigenden Grundluft veranlassen. In den Tropen ist die Temperatur des Untergrundes nur wenig verschieden von der der Aussenluft und immer ziemlich gleichmässig gegenüber der Temperatur der aus der unterirdischen Atmosphäre aufsteigenden Luft, weshalb die Niederschläge durch grosse Temperaturunterschiede nicht verstärkt werden. Dagegen ist die ungleichmässige Verteilung der Niederschläge, damit zusammenhängend die Verteilung der relativen Feuchtigkeit der oberirdischen Atmosphäre, in den Tropen die Veranlassung, wenn die Grundwasserausläufe, die Quellen, in ihrer Wasserlieferung im Laufe eines Jahres auch grosse Unterschiede aufweisen. Zur Regenzeit ist in den Tropen die Luft ausserordentlich reich an Dämpfen, so dass kleine Temperaturveränderungen schon erhebliche Niederschläge ergeben und die oberirdische Regenzeit ist gleichzeitig auch im Untergrunde vorhanden; in der regenlosen Zeit ist auch der Untergrund regenarm. Das gemässigte Klima hat im Allgemeinen eine gleichmässigere Verteilung der Luftfeuchtigkeit und infolgedessen gleichmässigere Verteilung der Niederschläge im Untergrund, womit eine gleich-

mässigere Speisung der Grundwasser und ihrer Quellen in Verbindung steht.

In dem Irrgarten der Sickerwasser gedeiht noch eine angenehm duftende Blume, sie nennt sich Parallelismus zwischen den Infiltrationen der oberirdischen Niederschläge und der Quellenergiebigkeit, d. h. je mehr Regen, desto mehr Infiltrationen und desto mehr Quellwasser. Die Kühnheit dieser Blumenzüchter ist damit noch nicht befriedigt, sie gaben ihrem Gewächse auch ein untrügliches mathematisches Kleid, indem sie weiter folgern, dass man den säkularen Verlauf der Grundwasserstände durch jenen der Niederschlagssummen ersetzen können. Danach lautet nun ihre Jahrhundertgleichung, dass die in der Zeiteinheit sich ergebende Grundwassermenge $Q$, von einem Niederschlagsgebiete $F$ mit der Niederschlagshöhe $h$ folgende Grösse habe, $Q = k \cdot F \cdot h \cdot$, worin $k$ die Grösse des Infiltrationsverhältnisses ausdrückt, d. h. wie viel von den oberirdischen Niederschlägen auf je eine Flächeneinheit zur Speisung der Grundwasser versickert. Auch die Wertbestimmung des Sicker-Koeffizienten macht dessen Freunden keine Schwierigkeit Jeder schätzt ihn nach den ihm naheliegenden heimatlichen Verhältnissen der Wasserläufe einfach ab (denn messbar sind die Sickerwasser nicht), und auf diese Weise wurde der Wert dieses Koeffizienten $k$ von dem Einen mit $^1/_2$, dem Andern $^1/_5$ und wieder einem Andern mit $^1/_{12}$ oder gar $^1/_{25}$ bis $^1/_{30}$ der oberirdischen Niederschläge gefunden; jedenfalls ein sehr dehnbarer Parallelismus. Ein Parallel-Verlauf ist vorhanden zwischen der Qnellenergiebigkeit oder dem Grundwasserstande und der relativen Feuchtigkeit der oberirdischen Atmosphäre in Verbindung mit ihrer Temperatur; und daher auch teilweise in gleichem Verlaufe mit den oberirdischen Niederschlägen. Im Sommer sind z. B. die Niederschlagsmengen am grössten, ihr Einfluss auf den Grundwasserstand jedoch gering; denn die grössere relative Feuchtigkeit der Aussenluft ergiebt im Sommer doch verhältnismässig weniger unterirdische Niederschläge im Untergrunde wegen des geringen Unterschiedes der Temperaturen der Aussenluft und des Untergrundes, der grössern Verdunstung der Bodenfeuchtigkeit und des grossen Wasserbedürfnisses der Pflanzen.

Tiefe von 20—30 m unter der Erdoberfläche; die Grenztemperatur selbst ist jedoch, wie schon erwähnt, je nach den klimatischen Einflüssen des Ortes verschieden, so verschieden, wie die mittleren Jahrestemperaturen der Aussenluft des betreffenden Ortes. Die mittlere Jahrestemperatur der Oberflächenluft beträgt in dem tropischen Klima 25° C., im gemässigten Klima, von den Wendekreisen bis zu den Polarkreisen, wechselt sie je nach der Ortslage von 0° C. bis 25° C. und im kalten Klima, jenseits der Polarkreise, geht sie unter 0° C.

Die Bodentemperatur von der neutralen Temperaturgrenze bis zur Oberfläche unterliegt, je näher der Oberfläche um so mehr den klimatischen und Witterungseinflüssen und kann man sie als die schwankende Erdtemperatur bezeichnen. Die Bodenschicht zwischen Erdoberfläche und neutraler Grenztemperatur bezeichne ich als „neutralen Untergrund". In frostarmen Wintern sinkt diese Bodentemperatur, wenn der Winter zugleich reich an Niederschlägen ist, steigt dagegen, wenn derselbe trocken war. Frostreiche, gleichmässige Winter mit Schneedecke beeinflussen die Bodentemperatur nur wenig, während abwechselndes Thau- und Frostwetter die Bodentemperatur erniedrigt. Ebenso verhält sich ähnlich das Frühjahr, indem auch hier hauptsächlich die mehr oder weniger starken Niederschläge sowie kalte Luft abkühlend auf die Bodentemperatur wirken, während trockene und warme Witterung jene erhöhen. Die Erklärung für dieses Verhalten ergiebt sich daraus, dass im Winter und auch meist im Frühjahre die Bodentemperatur eine höhere ist als die Temperatur der Aussenluft; je kälter diese, desto grösser der Unterschied und zugleich die abkühlende Wirkung auf die Bodentemperatur; ferner haben auch die Niederschläge, welche den Boden treffen, eine abkühlende Wirkung, nämlich die in den Boden eindringende feuchte Luft erwärmt sich hier, erhöht dadurch ihr Sättigungsvermögen, veranlasst Verdampfung in der feuchten Bodenschicht, bindet dadurch Wärme, welche sie dem Boden entzieht; eine lange dauernde Schneedecke verhindert die obengenannten Vorgänge, daher die Bodentemperatur sich wenig ändert; ist der Winter trocken und nicht kalt, so ist die Temperatur der Grundluft in der oberen Bodenschicht annähernd auch immer

man sich der Oberfläche der Erde nähert, so ändert sich auch die Temperatur der fraglichen Höhlenluft und damit auch ihre Spannung. Im Sommer, wenn sich der Untergrund mehr erwärmt, wirkt demnach die Höhenluft mit grösserer Spannung auf die Wasseransammlung, die Höhe der Auslaufmündung des Brunnens ist aber dieselbe geblieben, der Druck vor ihr ist aber grösser geworden, was sich durch vermehrten Wasserabfluss bemerkbar macht. So lässt es sich erklären, dass der Brunnen im Sommer, wenn die andern Brunnen an Wasser verlieren, gerade an Wasserförderung zunimmt.

In Peru auf dem Berge Pïro erscheint eine Quelle, die in der trockenen Jahreszeit nur zur Nachtzeit, während der nassen Jahreszeit aber beständig läuft. In diesem Falle ist der Sammelraum auch ein geschlossener, aber zweiteiliger, der Ablauf nach der Quelle befindet sich in der Höhe des Wasserspiegels, ist also ein Überlauf; zur trockenen Zeit, wenn dem Sammelbehälter durch die unterirdischen Niederschläge verhältnismässig weniger Wasser zugeführt wird, senkt sich der Wasserspiegel, so dass ein Teil der Überlaufmündung sich nun oberhalb desselben befindet. Ist nun ferner infolge geringer Tieflage unter der Oberfläche die Temperatur der Höhlenluft dem Wechsel der Freilufttemperatur ebenfalls stark unterworfen, so erwärmt sie sich am Tage und kühlt sich zur Nachtzeit ab, und damit hat sie am Tage eine grössere Spannung als in der Nacht. Die höhere Luftspannung drückt den Wasserspiegel vollends unter den untersten Rand der Überlaufmündung, so dass während der Dauer der höheren Luftspannung kein Wasser abfliessen kann; sobald diese Spannung zur Nachtzeit nachlässt, tritt wieder Wasser über die Überlaufkante. Eine Infiltrationserklärung wäre auch im vorliegenden Falle nicht aufzubringen.

In England beobachtete man, dass das plötzliche Sinken des Barometerstandes jedesmal auch eine Vermehrung der Wasserlieferung einiger Quellen zur Folge hatte, und diese Mehrlieferung liess nach, sobald das Barometer wieder zu steigen begann. Die Schwankungen der Wassermengen der Croydonquellen südlich von London betrugen infolge eines solchen Falles des Luftdruckes bis 2000 cbm Wasser täglich, oder 23 Sekundenliter. Auch die Franzensbader Mineralquellen,

sollen immer vor Eintritt von Regen zunehmen. Dieselbe Erscheinung hat man auch anderwärts an verschiedenen Brunnen beobachtet und sie ist ein deutlicher Hinweis darauf, dass die Grundwasser durch das Absinken der feuchtwarmen Aussenluft in den Untergrund in beträchtlicher Menge gespeist werden.

Den Sickerleuten sind diese Erscheinungen sehr unbequem und sie suchen dieselben dadurch zu erklären, dass der Luftdruck im Untergrunde wegen der Widerstände darin, demjenigen der Aussenluft nicht rasch genug folgen könne, so dass bei dem raschen Sinken des Barometerstandes die Grundluft noch einen höheren Druck habe, als die Aussenluft und dieser Druckunterschied verursache das Steigen der Grundwasser.

Wenn diese Erklärung der fraglichen Erscheinung richtig wäre, dann wäre sie zugleich ein Nachweis, dass die fraglichen Wetterbrunnen und Wetterquellen ihr Wasser nicht durch Infiltration, d. h. durch Vermittlung von Spalten und Klüften erhalten können, denn sonst müsste der äussere und innere Luftdruck bei jeder Änderung des Barometerstandes sich auch sofort ausgleichen, d. h. durch diese Spalten u. s. w. würde der Druck der Aussenluft auch rasch auf die Luft der unterirdischen Sammelstelle übertragen. Nur wenn der Sammelbehälter keine Verbindungskanäle mit der oberirdischen Atmosphäre besitzt, wenn er nur durch ein sehr enges Porensystem der über ihm lagernden Bodenschichten eine Verbindung nach aussen hat, könnte eine erhebliche Verzögerung der Fortpflanzung des Luftdruckes verursacht werden. Durch ein solches Porensystem das für die blosse Fortpflanzung des Luftdruckes schon eine Tagereise in Anspruch nehmen würde, kann aber unmöglich ein unterirdischer Sammelbehälter eine irgend nennenswerte Infiltrationswassermenge erhalten, gar nicht davon zu reden, dass die Quellen, bei welchem diese Vorauseilung der höheren Wasserstände beobachtet wurde, von solcher Grösse sind, dass sie in ihrer Nähe schon Mühlen treiben, oder dass, wie bei den Croydonquellen die Vermehrung des Wasserabflusses allein schon 2000 cbm täglich beträgt. Ausserdem ist noch zu berücksichtigen, dass der Mehrabfluss oder höhere Grundwasserstand mit dem Fortschreiten der angeblichen allmählichen Druck-

ausgleichung der Aussen- und Grundluft auch sich allmählich verringern und nach einiger Zeit ganz aufhören müsste; diess ist aber nicht der Fall, denn dieser erhöhte Grundwasserstand beginnt erst wieder zu schwinden, wenn der Luftdruck wieder beginnt zu steigen, d. h. wenn die Luft der oberirdischen Atmosphäre wieder schwerer und trockener wird. Unter allen Umständen aber beweisen auch diese den Niederschlägen vorauseilenden Grundwasserstände, dass die Infiltrationswasser keinen erheblichen Beitrag zu den Grundwasseransammlungen liefern; höchstens kann an einzelnen Stellen durch zu Tag gehende Spalten und Klüfte eine grössere Wassermenge der oberirdischen Niederschläge in die tief gelegenen Sammelorte abgeführt werden.

Feuchte und warme Luft kann in der oberirdischen Atmosphäre Niederschläge erzeugen, in dem kühleren Untergrunde aber muss sie Niederschläge hervorbringen; das Grundwasser erhält also immer einen Zuwachs, wenn auch über der Erdoberfläche kein Niederschlag erfolgt. Die unterirdischen Niederschläge sind daher, trotzdem sie räumlich beschränkter sind als die oberirdischen, doch bezüglich der Wassersammlung sehr ergiebig; weil sie fast unaufhörlich in dieser Richtung mehr oder weniger wirksam sind, während die oberirdischen Niederschläge nur zeitweise erfolgen und dann nur zum geringsten Teil bis zu den Grundwassern gelangen, denn bevor sie in die Poren nur etwa 1 m absinken können, werden sie entweder unmittelbar oder mittelbar durch die Pflanzen in die oberirdische Atmosphäre verdunstet.

Die breiteste Grundlage für seine Existenzberechtigung sucht sich das Sickerwesen dadurch zu schaffen, dass man das Vorhandensein einer unterirdischen Atmosphäre von einiger Bedeutung und auch solche unterirdische Niederschläge für unmöglich erklärt; Wasserdämpfe von eingedrungenem Meerwasser, im Erdinnern aufsteigend und dasselbe bewässernd, sind für den normalen Sickermenschen selbstverständlich Hirngespinste. Alle diese Zuflüsse der Grundwasser werden verleugnet, da aber die Grundwasser beständige Abflüsse durch sichtbare und unsichtbare Quellen haben, so muss auch ein Ersatz dafür vorhanden sein, ergo kann dieser nur durch Infiltration geleistet werden. Diese Logik ist so bequem dass

man sich nicht wundern darf, wenn sie nach Jahrhunderten heute noch zahlreiche Anhänger hat.

Das Grössenverhältnis der unterirdischen Atmosphäre zu der oberirdischen habe ich schon in den vorausgehenden Abschnitten, eingehend dargelegt, besonders mit Rücksicht auf deren Dichtigkeit, Dampfgehalt und Temperatur, welche die Entstehung von Niederschlägen bedingen. Die oberirdische Atmosphäre kommt für die Wasserwirtschaft nur mit einem kleineren Teile ihrerer Gesamtausdehnung in Betracht, nämlich nur bis zur Grenzhöhe des ewigen Schnees, und dieser kleinere Teil ist wegen seiner verhältnismässig niedrigen Temperatur mit einem viel geringeren Dampfgehalt ausgestattet als das heisse Erdinnere, wo ausserdem die darin auf und abziehende Luft viel erheblichere Temperaturveränderungen erleidet, als diess in der oberirdischen Atmosphäre überhaupt möglich ist. Was der unterirdischen Atmosphäre an freier Bewegung und freiem Raume abgeht, das ersetzt sie sehr reichlich durch hohe Spannkraft, die überall hin ihr den Weg bahnt, oft mit grosser Geschwindigkeit, durch eine Temperatur von 0° bis etwa 200° C. und dementsprechend hohen Dampfgehalt. Die Wege und Räume des Erdinnern, welche dem dickflüssigen Wasser bei seiner Infiltration dienen und seiner Ansammlung genügen können, gestatten der dünnflüssigen Luft, deren Dichtigkeit nur $^1/_{800}$ derjenigen des Wassers beträgt, jedenfalls auch, ihre gesättigten Wasserdämpfe überallhin in der Erde auszubreiten und das daraus sich niederschlagende Wasser in grossen Mengen anzusammeln, bis sich ihnen ein Ausweg an die Erdoberfläche öffnet. Aber merkwürdigerweise sind für die Sickerleute die Erdspalten, Klüfte und Hohlräume unter der Erdoberfläche nur zu den Infiltrationen vorhanden, für eine unterirdische Atmosphäre werden diese nicht zugegeben; im Übereifer versteigt man sich sogar zu der Behauptung, die unterirdische Atmosphäre erstrecke sich nur von der Erdoberfläche bis zum Grundwasserspiegel, und da dieser im Allgemeinen nur etwa 4—5 m unter der Erdoberfläche sich vorfinde, so sei die Ausdehnung der unterirdischen Atmosphäre gegenüber der oberirdischen kaum nennenswert; selbstverständlich braucht man eine solche namenlose Behauptung nicht erst zu widerlegen.

Während einerseits alle denkbaren und undenkbaren Beweise für die Infiltration vorgebracht werden, werden andererseits naheliegende greifbare Vorgänge, die gegen das Infiltrationssystem beweisen, unbegreiflicherweise übersehen. So liegt es doch gewiss nahe, festzustellen, welcher Teil der Niederschlagswasser über die Oberfläche schon abläuft, welcher verdunstet, was dann noch übrig bleibt von den Niederschlägen muss durch Versickerung oder Ablauf unter die Erdoberfläche gelangen. Um die Grösse der Oberflächenabflüsse der Niederschläge bemessen zu können, kann man das Verhältnis der Hochwasser der Flüsse und Ströme zu ihrem Niederwasser als Maassstab benutzen; denn im Niederwasserstande wird der Stromlauf nur von den Quellen im Oberlande und vor Allem von dem den Strom rechts und links begleitenden Grundwasserstrome, dessen Rinnsal das Strombett ist, gespeist. Folgende Tabelle von Professor Frauenholz giebt einen Einblick in die Verhältnisse der Hochwasser zu den Niederwassern verschiedener Flüsse.

Tabelle der Hoch- und Niederwassermengen verschiedener Flüsse.

| Benennung des Flusses | Niederwasser | Hochwasser | Verhältnis der kleinsten zur grössten Wassermenge |
|---|---|---|---|
| | Wassermenge in Kubikmeter in der Sekunde | | |
| Allier bei Guétin . . . . . | 16 | 6000 | 1 : 375 |
| Loire bei Nevers . . . . . | 13 | 4300 | 1 : 331 |
| Loire bei Blois . . . . . | 45 | 9700 | 1 : 216 |
| Loiro oberhalb Tours . . . . | 70 | 10500 | 1 : 150 |
| Loire unterhalb Tours . . . . | 85 | 12000 | 1 : 140 |
| Iller bei Kempten . . . . . | 9,5 | 770 | 1 : 80 |
| Main bei Frankfurt . . . . . | 70,0 | 3400 | 1 : 48 |
| Isar bei München. . . . . | 41,5 | 1500 | 1 : 36 |
| Elbe bei Torgau . . . . . | 90 | 1800 | 1 : 20 |
| Oder unterhalb Breslau . . . | — | — | 1 : 84 |
| Weichsel bei Kurzebrack . . . | — | — | 1 : 25 |
| Oder bei Küstrin . . . . . | — | — | 1 : 27 |
| Rhein bei Kehl und Basel . . | — | — | 1 : 14 |
| Rhein bei Lauterburg . . . . | 465 | 5010 | 1 : 11 |
| Rhein bei Emmerich . . . . | — | — | 1 : 6,6 |
| Donau bei Wien . . . . . | 1411 | 5049 | 1 : 3,6 |
| Missisippi unterhalb der Mündung des Ohio . . . . . | 3641 | 40344 | 1 : 11 |

Man erkennt aus der Tabelle zunächst, dass der Verlauf der Hochwasser in Deutschland ein viel langsamerer, also günstiger ist, als in Frankreich und ferner, dass die Hochwassermengen verhältnismässig grösser sind im Oberlaufe der Flüsse, was durch das hier zunehmende Bodengefälle erklärlich ist. Überall aber sind die Hochwassermengen gegenüber den Niederwassermengen sehr beträchtlich, selbst wenn man berücksichtigt, dass die Dauer der Hochwasser eine wesentlich geringere ist als die der Niederwasser. Für die deutschen Ströme liegen die Niederwasserstände in den Monaten Juni, Juli, August und September, während Oktober, November, Dezember, Januar und Mai gewöhnlich Mittelwasser haben, ist im Februar, März und April meist Hochwasser. Bei den Strömen, welche viele Alpenzuflüsse haben, treten auch im Hochsommer durch die Schneeschmelze im Hochgebirge Hochwasser auf. Niederwasser haben wir also während 4, Mittelwasser während 5 und Hochwasser während 3 Monaten; rechnet man das durchschnittliche Hochwasser mit dem 8 fachen, das Mittelwasser nur mit dem 2 fachen des Niederwassers, so ist das Gesamtwasser im Jahresumlaufe $W = 4 + 5 \cdot 2 + 3 \cdot 8 = 38$ mal Niederwasser, oder das Hochwasser samt Mittelwasser während eines ganzen Jahres verhält sich nach Abzug der Niederwassermenge zu dieser letzten wie 13 : 6 oder rund wie 2 : 1; das deutsche Stromgebiet, welches etwa 47 % der oberirdischen Niederschläge dem Meere zuführt, würde demnach 32 % als Hochwasser und Mittelwasser und 16 % als Niederwasser abfliessen lassen; berücksichtigt man, dass 6 % davon verdunsten, so blieben immer noch 28 % Hochwasser und Mittelwasser mit 14 % Niederwasser. Zur Versickerung bleibt daher von den Niederschlägen, selbst wenn man nur 72 % als verdunstet rechnet, gar nichts übrig, jedenfalls aber nur eine äusserst geringe Menge. Man kann dieses negative Rechnungsergebnis auch dadurch erhalten, indem man die so beliebte Drittelteilung der Abflüsse zu Grunde legt; danach läuft ein Drittel der Niederschläge über die Oberfläche in die Flüsse und Ströme und ein Drittel erhalten diese durch sichtbare und unsichtbare Quellenzuflüsse; die Gesamtwasserförderung der Flüsse wäre danach 66 % der oberirdischen Niederschläge, wovon 33 % Oberflächenabflüsse, so dass, wenn

die Verdunstung nur 66 % betragen würde, für Versickerung auch nichts übrig bliebe. Von den oberirdischen Niederschlägen kann nichts oder nur wenig in die Grundwassertiefen gelangen, weil schon durch die Verdunstung der grösste Teil der Niederschläge wieder in die Atmosphäre zurückkehrt und der Rest fast ganz über die Oberfläche abläuft. Die Inanspruchnahme der Niederschlagswasser für Verdunstung muss bei Zugrundelegung des Infiltrationssystems um so grösser ausfallen, weil dabei unterirdische Niederschläge, welche einen Beitrag zur Verdunstung, hauptsächlich zur Pflanzenernährung liefern könnten, ausgeschlossen sind, so dass sich das genannte System durch seine Einseitigkeit selbst unmöglich macht. Wenn nun in Deutschland, mit mässig kaltem Klima und ziemlich gleichmässig verteilter Jahresfeuchtigkeit, die Verdunstung für die Infiltration nichts übrig lässt, so ist dies in den wärmeren Klimaten, wo das Verdunstungsverhältnis ein höheres und der Unterschied zwischen Hoch- uud Niederwasser ein viel grösserer ist, in einem höheren Grade der Fall. Man kann daher, wenn man sich die nötige Unbefangenheit sichert, immer nur zu dem Schlusse kommen, dass es aus verschiedenen Gründen, die oben angeführt wurden, unmöglich ist, durch Infiltration die Speisung der Grundwasser und ihrer Quellen zu erklären, von welcher Seite man auch den fraglichen Vorgang beleuchtet. Hiermit kann ich demnach den vorliegenden Abschnitt abschliessen und zum letzten Abschnitte übergehen, worin die Ergebnisse der bisher vorausgeschickten Betrachtungen übersichtlich zusammengefasst werden, im Zusammenhange mit darauf bezüglichen Vorkommen in der Natur.

---

## VII. Die Wasserwirtschaft der Erde.

Die Vorgänge der Umwandlung und Bewegung des Wassers über und unter der Erde, ihr Zusammenwirken zum Ausgleiche der ständig wechselnden Massen von dampfförmigem, flüssigem und zu Eis erstarrtem Wasser innerhalb der Grenzen der

Gesamtwassermasse der Erde, das ist die Wasserwirtschaft, war schon vor Jahrtausenden Gegenstand eifriger Forschung. Aristoteles hat die Ansichten der „Alten“ über den Ursprung der Wasserquellen der Erde zusammengefasst und kam dadurch zu der Überzeugung, dass die Berge der Erde wie Schwämme mit Zwischenräumen versehen seien, in denen sich die Niederschläge ansammeln und von da als Quellen zum Vorschein kommen. Diese Lehre des Aristoteles wurde mit Unterbrechungen Jahrhunderte lang festgehalten, sie wurde umgewandelt, angeblich verbessert, aber nie ganz aufgegeben, ja, sie ist heute noch in ihrer allgemeinen Fassung die Grundlage aller Quellentheorieen. Man kann jedoch den oben angeführten Satz von Aristoteles in verschiedenem Sinne deuten, je nachdem man den Niederschlägen eine mehr oder weniger ausgedehnte Begriffsdeutung beilegt. Unter Niederschlägen im allgemeinen kann man die oberirdischen und unterirdischen zusammenfassen, und in diesem Falle bekenne auch ich mich zur Aristoteles'schen Lehre, oder man versteht darunter nur die oberirdischen Niederschläge, wie dies wahrscheinlich Aristoteles verstand und was heute noch allgemein und überall angenommen wird. Es lassen sich demnach auf dem Lehrsatze von Aristoteles zwei Theorieen begründen, die infolge ihrer entgegengesetzten Voraussetzungen auch zu widersprechenden Folgerungen führen. Unter der Voraussetzung des Zusammenwirkens der ober- und unterirdischen Niederschläge kommen die über die Erdoberfläche aufsteigenden Dampfmengen in ihrem vollen, bedeutenden Werte zur Geltung, ohne dass man nötig hat, die auf sehr schwachen Füssen stehende Infiltration grosser Wassermengen zu Hilfe zu nehmen. Nimmt man dagegen an, dass nur die oberirdischen Niederschläge in Betracht kommen, so müssen notgedrungen die der Wirklichkeit entsprechenden Grössen der Verdunstung unberücksichtigt bleiben und ebenso muss der Infiltration eine ausgedehnte Wirksamkeit zugeschrieben werden. Im ersten Falle ergiebt sich eine zwanglose Erklärung aller natürlichen Vorgänge, im zweiten Falle der Versuch, den natürlichen Verlauf der Dinge gewaltsam in künstliche Bahnen zu leiten.

In der Mitte des 17. Jahrhunderts bemühte sich Mariotte,

der Aristoteles'schen Lehre eine den damaligen Verhältnissen entsprechende Grundlage zu geben; er untersuchte das Seinegebiet bezüglich seiner jährlichen Niederschlagsmengen und der von der Seine abgeführten Wassermengen, und kam zu dem Schlusse, dass nicht einmal der sechste Teil von dem jährlichen Niederschlage nötig sei, um die Seine zu speisen. Ferner sagte Mariotte, dass nach der Erfahrung überall nur da wasserreiche Flüsse vorkommen und bestehen können, wo häufige Niederschläge nicht fehlen. Hierzu bemerke ich, dass die Wasserführung der Seine nach den Messungen der Jetztzeit eine ganz andere ist, nämlich mehr als das Doppelte des von Mariotte angenommenen Sechstels, und dass die Bestimmung der Verdunstungsmengen nur oberflächlich dabei in Betracht kam; ferner wird die Behauptung von dem Vorkommen wasserreicher Flüsse heute noch von jedermann unterschrieben, da dies ja selbstverständlich. Ausserdem machte Mariotte darauf aufmerksam, dass bei den Bergbauten der Wasserandrang am grössten sei zur Zeit andauernder Regen und Aufthauen des Schnees. Mariotte schreibt diese stärkere Befeuchtung natürlich den eingesickerten Niederschlagswassern zu, weil ihm der Gedanke an eine Fortsetzung der oberirdischen Atmosphäre in das Erdinnere und damit verbundener Niederschläge noch ferne lag; denn sonst hätte er die Erklärung gefunden, dass die feuchte Luft der oberirdischen Atmosphäre schneller in die Tiefe der Bergwerke dringt und durch Niederschläge diese befeuchtet, als diess durch Einsickerung den Niederschlagswassern der Erdoberfläche möglich ist.

Nach dem Tode Mariottes widersprach de la Hire den Behauptungen desselben, indem er ihm willkürliche Annahmen zum Vorwurfe machte. De la Hire sagte, das Wasser in den Bergbauten könne auch seine Entstehung dem Erdinnern verdanken; in den etwa 30 m tiefen Kellern unter der Sternwarte in Paris, die mit Gebäuden überdeckt seien, und dicke, wasserdichte Mauern hätten, zeigten sich unter gleichen Umständen dieselben Niederschläge wie in den Bergwerken, obwohl hier auch keine Regen eindringen könnten. Ferner machte de la Hire darauf aufmerksam, dass es Brunnen gäbe, die ständig immer dieselbe Wassermenge hätten, und

auch solche, die in der Regenzeit versiechten, dagegen in der trockenen Jahreszeit sich mit Wasser füllten. Auch gäbe es Brunnen auf den Gipfeln der Berge, welche ununterbrochen reichlich Wasser besitzen, obwohl hier Zuflüsse von durchsickerndem Regen- und Schneewasser nicht möglich seien. Darauf stützte de la Hire die Behauptung: „Alles Quellwasser kommt nicht von oben durch Niederschläge aus den Wolken, sondern von unten durch die in der Erde emporsteigende beständig mit Feuchtigkeit gesättigte Luft.“ Von de la Hire's Versuchen bezüglich der Versickerung wurde im vorigen Abschnitt schon gesprochen.

Schon das natürliche Empfinden, dass unmöglich so viel Wasser in den Boden versickern könne, als durch die Quellen daraus abfliesst, veranlasste schon vor Mariotte's Zeit Descartes zu der Behauptung: „Die ganze feste Erdrinde ist bis zu dem Niveau des Meeres mit Seewasser durchzogen, und so wie die offene Meeresfläche verdunstet, so auch das unterirdische Meerwasser; ja, dies verdunstet vielleicht noch mehr, weil seine feine Verteilung in den Erdporen, Spalten und Klüften, sowie das Centralfeuer der Erde noch besser dabei behilflich sein können. Luft lässt diesen Wasserdampf in sich aufsteigen bis zu den Gipfeln der Berge, wo er zu Wasser gerinnt und die Quellen bildet.“ Beide, de la Hire und Descartes stimmen darin überein, dass von unten aufsteigende Dämpfe im Erdinnern Niederschläge veranlassen, welche die Quellen speisen; Descartes bezeichnet sogar das Meerwasser als den Dampfspender und das „Centralfeuer“ als Dampfvermittler. Von dem Eindringen feuchter, oberirdischer Luft unter die Erdoberfläche erwähnen Beide nichts, obwohl de la Hire bei Erwähnung der Befeuchtung des Kellers unter der Pariser Sternwarte hätte darauf hinweisen können, dass die in diesen Keller gelangte feuchte Luft von oben aus der oberirdischen Atmosphäre kam.

Die Gegner dieser Behauptungen von Descartes und de la Hire erwiderten, dass man süsses Wasser innerhalb der Erde auch unter der Meeresfläche antreffe, ja, dass mitten im Meere Süsswasserquellen vorkämen. An der südlichen Spitze der Insel Cuba, nicht ferne von dem Hafen Batabano, findet sich

eine solche Süsswasserquelle im Meere, welche das Seewasser in solcher Fülle und mit solchem Ungestüm durchbricht, dass der Wellenschlag den in die Nähe kommenden Schiffen gefährlich werden kann; auch im indischen Ozean ist eine Süsswasserquelle, welche 36 geographische Meilen von der nächsten Landspitze entfernt ist. Dieser Einwurf der Gegner Descartes bestätigt aber gerade das, was Descartes behauptete, nämlich dass Spalten vorhanden seien, durch welche das Meerwasser in die Erde dringe; denn so gut Spalten für den Austritt des Süsswassers aus dem Erdinnern vorhanden sind, giebt es auch solche, welche das Seewasser einlassen. Ebenso lässt das kräftige Emporsprudeln der genannten Quellen über die Meeresfläche darauf schliessen, dass ihre Sammelstelle im Erdinnern unter einem hohen Druck stehen könnte, welcher von Dämpfen herrührte, deren Spannung aus der Verdampfung von in die Erde eingeflossenem Seewasser herzuleiten wäre. Der Einwand, dass in der Erde sich Süsswasser unter der Meereshöhe vorfinde, ist nur gegenüber der Behauptung Descartes, dass „die ganze feste Erdrinde bis zu dem Niveau des Meeres mit Seewasser durchzogen sei, stichhaltig, wenn man dabei unterstellt, dass Descartes dabei nur an flüssiges Wasser gedacht habe und nicht auch an die daraus entwickelten Dämpfe; denn selbstverständlich ist nicht die ganze Erde bis zum Seespiegel mit flüssigem Seewasser durchtränkt, auch kann es Orte genug geben, wohin sogar Dämpfe desselben nicht gelangen. Aber Descartes und de la Hire hatten vor allem darin Recht, dass die Versickerung der Oberflächenniederschläge zur Wasserspeisung der Quellen nicht genüge, und dass die nach Aristoteles schwammartige Beschaffenheit der Erdmasse nicht nur zur Aufnahme der Sickerwasser, sondern auch noch anderer Zuflüsse dienen könne.

De la Hire wies insbesondere durch seine Versickerungsexperimente nach, dass der Boden überhaupt keine Niederschlagswasser von der Oberfläche auf nennenswerte Tiefe durch seine Poren sickern lasse, dass das Niederschlagswasser nicht für die Pflanzenernährung genüge.

Perrault, der ebenfalls durch Versuche sich überzeugte, dass Sickerwasser höchstens 0,60 m tief unter die Oberfläche

dringe, war der Meinung, dass die Grundwasser teils durch unterirdische Niederschläge, teils durch das jährliche Übertreten der Flüsse ihre gewöhnlichen Wasserstände sich ergänzen; die ins Erdinnere dringenden Flussüberschwemmungen seien sogar die Veranlassung vieler Quellen. Nur die Flüsse selbst seien ein Erzeugnis des Regens und des Schneewassers, welches darin über die Oberfläche zusammenlaufe. Obwohl Perrault glaubte, dass das über dem Gelände stehende Überschwemmungswasser infolge seines grösseren Druckes auf die Bodenfläche in den Boden dringen, hier zur Speisung der Grundwasser beitragen könne, so hielt er dies jedoch nicht für genügend, denn er nahm auch an, dass viele Quellen wirklich aus den Niederschlägen der in der Erde aufsteigenden Dämpfe herrühren; er teilte also sowohl der Versickerung als auch den unterirdischen Niederschlägen eine bestimmte Rolle in der Wasserwirtschaft zu. Aus der Behauptung, dass die Flüsse nicht durch Quellen, sondern durch die Regenwasser und Schneewasser entstanden, kann man schliessen, dass Perrault schon den Zusammenhang der Flüsse mit den sie begleitenden Grundwasserströmen kannte, wonach die Flüsse nur die sichtbaren Rinnsale dieser Grundwasserströme bilden. Für seine Ansicht der Bildung von Quellen durch in der Erde aufsteigende Dämpfe führte Perrault folgende Beispiele an:

Bei Eröffnung eines Steinbruches auf dem Berge Qaniloost in Slavonien habe man plötzlich in einer Tiefe von 3,0 m aus allen Rissen und Fugen des Gesteines einen starken Wasserdampf hervordringen sehen; das Entweichen des Dampfes habe 13 Tage gedauert, aber schon am zweiten Tage wären alle Quellen des Berges versiecht. Ferner, 2 Meilen von Paris stand eine Mühle, wo plötzlich ein grosser Wassermangel sich fühlbar machte; durch Forschung nach der Ursache fand man, dass nicht weit von der Quelle des Mühlbaches ein Steinbruch eröffnet wurde, in dem gewaltige Dampfmengen dem Erdinnern entwichen; nachdem man den Steinbruch wieder zugeworfen hatte, floss die Mühlquelle wieder so reichlich wie früher.

Der Astronom Halley war der Meinung, dass die Regen- und Schneemengen nicht genügend seien, um allen Quellen und

Flüssen des Landes ihr Wasser zu liefern, es müsse dazu noch der Thau gerechnet werden, der aus der feuchtwarmen Luft an den Bergen sich niederschlage. Halley glaubte damit auch die Entstehung von Quellen an hoch und vereinzelt gelegenen Orten erklären zu können wie z. B. folgende:

Die sogenannte Upminsterquelle in der Grafschaft Essex entspringt 5,0 m unter der Spitze eines 100 m hohen Hügels im flachen Lande. Die Quelle hat immer reichlich Wasser, ob es regnet oder anhaltend trockene Witterung ist.

An der Spitze des Brockens vertrocknet der sogenannte Hexenbau und das Moorlager nie, obgleich kein höher gelegener Gebirgsteil dort ihnen Wasser zuführen kann. Ebenso gelegen sind die auf dem 550 m hohen Tafelberge am Cap der guten Hoffnung befindlichen und bekannten Quellen.

Auf Kaphorn befand sich zu Halley's Zeit mitten in den Dünen ein verhältnismässig hoch gelegener Teich, dessen Wasser durch Röhren zur Verwendung abgeleitet wurde in einen Behälter, in welchem das Wasser jedesmal unruhig wurde und in Wallungen kam, wenn die Luft eine solche Feuchtigkeit besass, dass es bald darauf zum Regnen kam; der Dünenteich hatte also schon vor dem Regen einen so vermehrten Zufluss aus dem Untergrunde, um das Wasser mit erhöhtem Druck dem Behälter zuzuleiten. Es giebt Inseln, führte Halley an, die keine Quellen, Bäche oder Flüsse haben, aber dennoch sich eines sehr üppigen Baumwuchses erfreuen. Alle die eben angeführten Erscheinungen suchte Halley durch Thauniederschläge zu erklären und teilweise durch von unten aufsteigende Dünste; er hatte auch erkannt, dass die von der Erde ausgehenden Verdunstungen unmöglich von dem Niederschlagswasser (wozu auch der Thau gehört) herrühren können. Die Erscheinung von Grundwasser und Quellen auf hohen Bergen ohne grösseres Niederschlagsgebiet, klärt sich nur durch von unten aufsteigende Dämpfe, die in dem kühlen Untergrunde hochgelegener Orte niedergeschlagen werden. Dasselbe gilt von dem oben erwähnten Dünenteiche, mit dem Unterschiede, dass hier die Dämpfe mit der Aussenluft in den Untergrund hinabgelangten und schon Niederschläge hier verursachten,

bevor solche über der Erdoberfläche aus demselben Luftstrome erfolgen konnten.

Der Geograph Varenius behauptete in seiner von Newton neu bearbeiteten Geographie:

„Die Ströme ersten Ranges erzeugen eine so grosse Menge Wassers, dass dasjenige eines einzigen derselben in einem Jahre die Grösse der ganzen Erde übersteigt. Hiernach muss notwendigerweise angenommen werden, dass das Wasser unmittelbar von dem Meere in das Innere der Erde übergeht, emporsteigt und als Flusswasser dem Meere wieder zufliesst.“

Dieser Satz wurde von Derham weiter entwickelt, indem er darlegte, dass das Erdinnere überall von Meerwasser durchdrungen sei, das vermittelst der Haarröhrchenanziehung emporsteige, in den oberen Höhlungen der Berge Wasserbehälter bilde, welche die Quellen und Brunnen speisen.

Es kehrt hier also wieder die Annahme zurück, dass die Erde mit Meerwasser durchtränkt sei und darin zur Speisung der Grundwasser emporsteige, wodurch von Neuem das natürliche Bewusstsein sich bekundet, dass aus den oberirdischen Niederschlägen allein alle Erscheinungen der Wasserwirtschaft der Erde sich nicht erklären lassen. In dem Drange dieses Bewusstseins kommen nun auch so kühne Behauptungen wie die oben zuletzt angeführten zu Tage, die aber immerhin ein Körnchen Wahrheit enthalten; dies ist das Eindringen des Meerwassers in die Erde, welches unzweifelhaft besteht, wenn auch nicht in dem überschwenglichen Maasse völliger Durchtränkung der Erde. Die ohnehin unmögliche Haarröhrchenanziehung für das Emporheben des Wassers auf die in Frage kommenden Höhen kann man entbehren, denn die Luftbewegung im Erdinnern ist ein sicheres nach allen Richtungen wirksames Förderungsmittel des in Dampf verwandelten Wassers.

Der englische Meteorologe Dalton stellte für England folgende Berechnung auf:

Er bestimmte den durchschnittlichen Jahresniederschlag (Regen, Schnee, Thau) zu 950 mm; die Wassermenge, welche die Flüsse dem Meere zuführen zu 340 mm; für Verdunstung von Regen, Thau, Schnee in die Luft 650 mm. Es ergiebt sich

daraus ein Fehlbetrag am Niederschlag von 40 mm, den man füglich unberücksichtigt lassen kann; so dass sich nach Dalton folgende Landgleichung für England ergiebt:

$$950 + 40 = 650 + 340.$$

Nach dieser Gleichung würden die oberirdischen Niederschlagswasser, hier 990 mm der Summe aus den Verdunstungen und den Abflüssen nach dem Meere genügen; weitere Zuflüsse, wie solche durch die in den Untergrund absinkende feuchte Aussenluft, oder die aus dem Erdinnern aufsteigenden Dämpfe von eingedrungenem Meerwasser sind danach nicht erforderlich und sind daher, nach der Meinung derjenigen, welchen obige Gleichung eine unumstössliche Wahrheit darstellt, auch nicht vorhanden. Aber auf diese Gleichung, die heute noch das ABC der Wassergelehrten ist, kann man mit Fug und Recht den Ausspruch Goethe's anwenden: „Die Mathematik ist die Wissenschaft der Richtigkeit, aber nicht der Wahrheit.“ Damit die mathematischen Schlüsse auch der Wahrheit entsprechen, müssen sie vor allem auf richtigen Voraussetzungen beruhen, und daran leiden die Folgerungen Daltons bedenklichen Mangel. Schon die Berechnungsweise der Abflussmengen der Flüsse im Verhältnis zu den Niederschlägen ist sehr fraglich; die unsichtbaren unterirdischen Abflüsse in das Meer, die gerade in England mit seiner verhältnismässig grossen Küstenentwickelung von Bedeutung sind, kommen dabei gar nicht in Betracht. Der Wasserbedarf für Pflanzenernährung ist in seiner Grösse in äusserst bescheidenem Maasse gewürdigt, sowie auch der Umstand, dass im Walde und in ähnlichen Pflanzungen schon ein grosser Teil Wasser verdunstet, ohne überhaupt den Boden zu befeuchten. Diese Vernachlässigung der Verdunstungsgrösse war immer und ist heute noch die wesentliche Ursache der unrichtigen Vorstellungen von der Wasserwirtschaft, in der kein Glied fehlen oder auch nur vernachlässigt werden darf.

Ausser den Thatsachen, dass die Verdunstungshöhen im allgemeinen viel grösser sind, als sie gewöhnlich angenommen werden, dass nicht nur sichtbare, sondern auch unsichtbare Grundwasserabläufe in das Meer, sowie auch unterseeische Meeresabflüsse nach dem Erdinnern vorhanden sind, und dass mit der in den Untergrund gelangenden Aussenluft auch Dämpfe

dahin getragen und dort niedergeschlagen werden — ausser diesen Thatsachen kommt auch noch in Betracht, dass viele Erscheinungen in der Wasserbewegung über und unter der Erde nur durch das Zusammenwirken von Zuflüssen und unterirdischen Niederschlägen genügend sich erklären lassen. In mehreren oben vorausgeschickten Beispielen wurde eine Erklärung schon gegeben; nachstehend lasse ich noch eine Reihe solcher Beispiele folgen:

Die sogenannten intermittierenden Quellen, die überall vorkommen, äussern die zeitweilige Unterbrechung ihres Wasserlaufes in verschiedener Weise, teils regelmässig, teils unregelmässig, von der Jahreszeit (Witterung) oder Tageszeit abhängig oder auch nicht. Die Unterbrechungen des Wasserlaufes lassen sich gewöhnlich durch einen heberartig gebildeten Ablaufkanal zwischen Sammelbehälter und Quelle erklären; die Hauptsache aber, dass nämlich der Sammelbehälter fortwährend und oft in kurzen Zwischenzeiten sich von neuem füllt, lässt nur durch die ununterbrochen stattfindenden unterirdischen Niederschläge sich erklären. Die Dauer der einzelnen Unterbrechung zählt nach Stunden, Tagen, Monaten, sogar Jahren, je nach der Grösse des Sammelbehälters im Verhältnis zur jedesmaligen Abflussmenge und je nach der Grösse der dem Sammelbehälter den Ersatz liefernden Zuflüsse.

Der Engstlerbrunnen im Kanton Bern auf der Engstleralp erhält sein Wasser aus dem Gletschergebiete; diese Quelle fliesst gewöhnlich nur von Mai bis August, aber auch dann nur von 4 Uhr Nachmittags bis 8 Uhr Morgens. Das Fliessen der Quelle fällt mit der Schmelzzeit des Gletschers zusammen, wobei die eigentlichen Schmelzwasser allmählich von Schnee und Eis frei werdende Erdoberfläche benetzen, und über sie weg in die Gletscherbäche fliessen; die während des Tages erwärmte Aussenluft sättigt sich an der feuchten Erdoberfläche mit Dampf, der bei dem Absinken der Luft in den aufgethauten Untergrund wieder niedergeschlagen wird und die Zuflüsse der Quelle speist. Zur Nachtzeit ist die Luft abgekühlt und liefert daher auch wenig oder gar keine Niederschläge in den Untergrund; die Wasserspeisung der Quelle ist daher nur eine zeitweise; zur Sammlung der Niederschläge bis zur Quelle ist Zeit

erforderlich, weshalb das Fliessen der Quelle erst Abends eintritt und Morgens wieder endigt. Eine heberartige Wirkung des Quellenkanals ist hier nicht vorhauden, denn die Unterbrechung des Quellenflusses ist hier durch die regelmässig unterbrochene Speisung des Grundwassers veranlasst. Wäre es möglich, dass die Schmelzwasser des Gletschers in dem Maasse täglich versickern könnten um die Quelle zu speisen, so müsste diese während der Schmelzzeit von Mai bis August ständig laufen, denn unter dem Schnee und Eis des Gletschers findet durch die Erdwärme hauptsächlich das Abschmelzen, sowie der Verlauf des Schmelzwassers statt und hier kühlt sich die Erdoberfläche zur Nachtzeit nicht ab, sowie sie sich auch bei Tag durch Sonnenbestrahlung nicht erwärmen kann; der Verlauf der Sickerwasser zwischen Erdoberfläche und Gletscher ist daher Tag und Nacht gleichmässig, also auch die davon ausgehende Versickerung. Der Luftaustausch zwischen Untergrund und oberirdischer Atmosphäre findet dagegen durch die Gletscherfreie, offene Oberfläche der Erde statt, die unterhalb des Gletschers während dessen Schmelzzeit stark bewässert wird; hier ist zwischen Tag und Nacht auch ein erheblicher Temperaturunterschied der Luft und der Erdoberfläche zu bemerken.

Im Unter-Engadin (Val d'Assa) fliesst eine starke Quelle bachartig und mit 3maliger täglicher Unterbrechung aus einem Kalkfelsen; zu Puisgros bei Chambery fliesst eine Quelle mit täglich 4maliger Unterbrechung. Die Quelle von Colmar im Departement Basses Alpes fliesst mit 8 Unterbrechungen in jeder Stunde, wobei die Pausen je nach der Jahreszeit 6 bis 8 Minuten dauern. Die Quelle zu Nismes fliesst regelmässig 7 Stunden mit Pausen von 3 Stunden. Diese Quellen fliessen das ganze Jahr, im Sommer etwas weniger stark als im Herbst und Frühjahr, wie alle Grundwasser, sie müssen also einen ununterbrochenen Zulauf haben, der im Sommer etwas schwächer wird. Bei diesen Quellen muss man das Fliessen mit Unterbrechungen einer heberartigen Wirkung des Ablaufkanals der Quelle zuschreiben.

Der Polterbrunnen bei Altenbecken in Westfalen fliesst zeitweise gar nicht, und beim Wasserergus läuft er im Sommer

von 6 zu 6 Stunden durch eine kurze Zeit, im Herbste und Frühjahre mit 4-stündigen Unterbrechungen und 15 Minuten dauernder Laufzeit, wobei er unter starkem Getöse so viel Wasser liefert, dass einige Mühlen davon getrieben werden. — Das polternde Getöse rührt davon her, dass bei dem plötzlich eintretenden Abfluss sich in den Abflusskanal Luft mit hineindrängt und auf dem Wege bis zur Quellenmündung sich gewaltsam wieder frei macht, wodurch das Wasser in sprudelnde, gurgelnde Bewegung versetzt wird. Dieser Vorgang setzt aber eine stark gespannte Luftschicht über dem Wasserspiegel des Sammelbehälters der Quelle voraus, die schon während der Sammlung des Wassers in dieses teilweise gepresst wird. Wird nun das Wasser durch Sickerwasser dem Behälter zugeführt, so kann die Luft desselben eine hohe Spannung nicht erreichen, während ein aus der unterirdischen Atmosphäre aufsteigender Luftstrom, der seine Dämpfe zur Speisung des Sammelbehälters niederschlägt, die Spannung der Luft aus grösseren Tiefen hierher übertragen kann. Durch den hohen Luftdruck erklärt sich auch der rasche, nur 15 Minuten währende Ablauf des in 4—6 Stunden im Entleerungsraum des Sammelbehälters zugelaufenen Wassers. Die Sammelbehälter der Quellen bestehen nämlich nicht aus einem einzigen, sondern aus mehreren zusammenhängenden, sogar in verschiedener Höhe liegenden Räumen; besonders bei den Quellen mit unterbrochenem Laufe muss man einen besonderen Entleerungsraum voraussetzen, der aus dem grossen Sammelraume während der Abflusspausen der Quelle immer von neuem bis zur Abflusshöhe gefüllt wird.

Die Quelle der Abtei Haute Combe in Savoyen, 127 m über dem Spiegel des Sees von Bourges, fliesst mit Pausen von 20 Minuten, im Sommer etwas länger. Wenn das Wasser am Sammelort wieder zu steigen beginnt, hört man im Innern des Berges ein dumpfes Geräusch. Das im Innern vernehmbare Geräusch fällt hier in die Zeit der Pause, während es bei dem Polterbrunnen von Altenbecken während des Abflusses entsteht. Es entsteht diese Erscheinung dadurch, dass der Luftraum über dem Entleerungsbehälter ein vollständig wie ein Windkessel abgeschlossener Raum ist, dessen Luft durch die Saugwirkung

des Abflusses erheblich verdünnt wird, so dass bei der Beendigung des Abflusses die Aussenluft durch den Ablaufkanal in den Entleerungsraum dringt, bis hier der Luftdruck entsprechend erhöht ist; dieser Lufteintritt durch das Wasser vor der Ausmündung im Entleerungsbehälter das Geräusch im Berge verursacht.

Im Departement du Lot fliesst die Quelle von Motta Casset von 10 Uhr Morgens bis 3 Uhr Nachmittags fortwährend wachsend, worauf sie wieder allmählich abnimmt; die Quelle bei Gigouzac dagegen fängt um 10 Uhr Abends an, reichlich Wasser zu geben und hört um 5 Uhr Morgens auf zu fliessen. Bei diesen Quellen ist eine Heberwirkung nicht vorauszusetzen, weil der Abfluss lediglich von der Tag- und Nachtzeit abhängig ist, also jedenfalls von dem Einflusse der verschiedenen Temperatur bei Tag und Nacht, der sich durch verschiedene Niederschläge im Untergrunde bemerkbar macht.

Die Quelle der Villa Pliniana am Comersee nimmt täglich 3—4 Stunden fortwährend an Stärke des Wasserlaufes zu, worauf dann ein ebenso regelmässiges Abnehmen des Wasserergusses stattfindet, aber gänzlich wird der Wasserlauf nie unterbrochen; deshalb kann auch hier nicht von Heberwirkung die Rede sein. Das Zu- und Abnehmen des Wasserergusses wird dadurch veranlasst, dass der Entleerungsraum mit höher gespannter Luft aus dem Erdinnern in Verbindung steht und im oberen Teile der Raum ausserdem abgeschlossen ist. Beginnt die gespannte Luft den mit Wasser gefüllten Raum zu entleeren, wobei der Wasserspiegel allmählich sich bis zur Auslaufmündung in den Ablaufkanal senkt, so nimmt dabei der Wassererguss der Quelle ab, die Luft kann schliesslich auch durch den Abflusskanal abfliessen, und wird dadurch im Entleerungsraum eine Luftverdünnung zugleich mit einem Aufsteigen des Wasserspiegels bewirkt, weil durch den verminderten Abfluss der Zufluss diesen übersteigt. Mit der Erhebung des Wasserspiegels tritt, sobald die Ablauföffnung wieder unter diesem liegt, auch wieder eine Erhöhung des Luftdruckes und zugleich erhöhte Auslaufgeschwindigkeit ein. — Ähnlich lässt sich der unregelmässige Abfluss der Quelle von Fontestorbe in den Pyrenäen erklären; sie fliesst während einer halben Stunde so

stark, um eine Mühle zu treiben, worauf sie eine halbe Stunde unterbricht, sie bedarf 10 Minuten zum Wachsen und 35 Minuten zum Fallen.

Viele der zeitweilig fliessenden Quellen besitzen hohe Temperatur und treten als Sprudel über die Erdoberfläche; auf der Insel Island sind davon eine grosse Zahl vorhanden, worunter einige, die ihr kochend heisses Wasser über das Eis emportreiben. Die vier grössten dieser Islandquellen sind der grosse und der kleine Geisir, sowie der grosse und kleine Strock; die beiden Strock sind ununterbrochen in tosender Wallung und Schäumung, während die beiden Geisir das heisse Wasser nur zuweilen emporwerfen, worauf sie wieder auf Augenblicke ruhen. In ruhigem Zustande ist das Becken der Mündung mit krystallklarem, seegrünem Wasser gefüllt von 82° C. Temperatur; die Überlaufrinnen des Mündungskegels führen das überschüssige Wasser des Beckens in die Tiefe. Die Ausbrüche wiederholen sich mehrmals des Tages mit beständig wechselnder Heftigkeit und Erscheinung. Ein in dicken Dampf gehüllter, schäumender Wasserstrahl schiesst im Durchschnitt 10,0 m hoch empor, wobei immer nach einigen Minuten die Höhe des Wasserstrahls von 5—25 m wechselt.

Die Entstehung dieser heissen Sprudel lässt sich nur durch das Eindringen des Seewassers in die Erde bis zu der Tiefe der Siedegrenze erklären; hier kommt das Wasser zum Sieden mit starker Dampfentwickelung; die Dämpfe sammeln sich an, bis sie die Spannung erreicht haben, um damit die ihnen entgegenstehenden Austrittshindernisse zu überwinden und, das noch flüssige Wasser mit sich reissend, über die Mündung sich zu erheben. Die Ruhepausen, sowie das Auf- und Abwogen des aufsteigenden Wasserstrahls sind das Ergebnis des Kampfes zwischen den Austrittswiderständen und den sich entwickelnden Dampfmassen.

Der Riesensprudel zu Kissingen kommt aus einer Tiefe von 660 m, wo er eine Steinsalzschicht erreicht; er springt etwa 30 m hoch. Die Brunnen von Nauheim reichen bis zu einer Tiefe von 38—200 m mit einer Sprunghöhe von 0,60 bis 16 m, wobei das Wasser eine Temperatur von 20—30° C. aufweist. Bad Soden hat einen 160 m tiefen Brunnen mit 28° C.

warmem Sprudel. Der Salzbrunnen zu Oeynshausen ist 730 m tief. Der Bohrbrunnen von Passy bei Paris ist 632 m tief und liefert täglich 24000 cbm reines Wasser von 22,5° C.

Vor der Erbohrung dieser Brunnen ruhte deren Wasser im Schoosse der Erde und zwar unter so hohem Druck, dass der Erguss sich nach der Erbohrung noch über die Erdoberfläche, manchmal sogar beträchlich erhob. Diese gespannten Wasser im Erdinnern können unmöglich von Infiltrationen herrühren; das Infiltrationsgebiet müsste vor allem in einer Höhe liegen, welche den Ausflussort des Brunnens um so viel überragt, dass dadurch nicht nur die Sickerungswiderstände, sondern auch diejenigen des Aufsteigens im Bohrloche überwunden und die Sprunghöhe erreicht werden kann. Ein derartig gelegenes Niederschlagsgebiet, welches die Wasser dieser Brunnen liefern könnte, ist aber bei den genannten Brunnen in weitem Umkreise nicht zu finden. Aber selbst wenn ein solches vorhanden, und die Infiltration der fraglichen Wassermenge zu erwarten wäre, so würde es doch nicht möglich sein, auf diese Weise Wasser von so hoher Temperatur zu erhalten. Der Oberwasserspiegel der Infiltrationswasser müsste sich in entsprechender Höhenlage befinden, wie oben erwähnt wurde, und hätte hier keinesfalls eine höhere Temperatur als etwa die mittlere Jahrestemperatur von 8° C. und selbst, wenn er sich noch 150 m tief unter dem Boden befände, so hätte er doch nur etwa 12° C. Das Wasser der genannten Bohrbrunnen erscheint aber an der Oberfläche mit einer Temperatur von 20 bis 30° C., und diese Wärme könnte es nicht besitzen, wenn sein Sammelbehälter in seinen oberen Wasserchichten nur 12° C. besässe, weil diese schwereren Oberwasser beständig nach der Tiefe absinken würden und die dort wärmeren und leichteren in die Höhe treiben würden; dieser Umtausch der Wassertemperaturen müsste, besonders zur Zeit als die Brunnen noch nicht erbohrt waren, in bestimmter Zeit auch das Wasser in der Tiefe annähernd bis zur Temperatur des Oberwasserspiegels abkühlen; das Wasser in der Tiefe des Bohrloches könnte demnach etwas mehr als 10—12° C. Wärme besitzen, aber sicher nicht so hohe Wärme wie das über die Erdoberfläche sprudelnde Wasser, welches die dem Ursprungsorte des Wassers eigene Temperatur zeigt. Endlich

ist noch zu beachten, dass im Falle der Speisung durch Sickerwasser, diese den Sammelbehälter in der Zeit vor der Erbohrung der Quellbrunnen längst überfüllt haben müssten, sein Wasserspiegel müsste sich erhoben haben, bis er einen Ausweg gefunden hätte. Der Sammelbehälter müsste irgend einen Überlauf gefunden haben, der im Gleichgewicht mit dem Zulauf der Sickerwasser war. Dieser Überlauf müsste sich an der Oberfläche bemerkbar gemacht haben, seien es Quellen, Sümpfe, Teiche; diese wären nach der Erbohrung entweder ganz verschwunden, oder wären erheblich geschwunden, was auch nicht unbemerkt hätte bleiben können. Es sind demnach verschiedene triftige Gründe vorhanden, wonach die Speisung der artesischen Brunnen durch Sickerwasser ausgeschlossen ist; diese Speisung kann nur von unterirdischen Niederschlägen in der Tiefe herrühren, wo solche Temperaturen vorhanden sind, dass die angesammelten Niederschlagswasser immer in entsprechend grosser Wärme erhalten werden. Der Sammelbehälter ist ein nach oben über dem Wasserspiegel geschlossener, so dass die hier einströmende unterirdische, aus grösseren Tiefen kommende und daher hoch gespannte Luft mit ihren Dämpfen ihre Spannung bewahren kann; sie drückt auf den Wasserspiegel des Sammelbehälters wodurch dessen Wasserinhalt unter gleichem Druck wie die Luft steht und überallhin, wo sich ihm Wege öffnen, in die Höhe steigt. Je nach der Grösse dieses Luft- und Dampfdruckes erhebt sich das Wasser mehr oder weniger als Sprudel über die Erdoberfläche, so bald ein Bohrloch in seinen Bereich vordringt. Die Niederschläge im Sammelbehälter liefern um so mehr Wasser je höher derselbe über dem Herkunftsorte der aufsteigenden Dämpfe liegt, da hierdurch grosse Temperaturunterschiede zwischen beiden entstehen.

Der Wasserertrag der artesischen Brunnen ist in der Regel anfänglich grösser als nach Verlauf einiger Zeit, indem sich erst ein Gleichgewichtszustand zwischen Ablauf und Zufluss herstellen muss.

Hier will ich noch einschalten, dass ich unter artesischen Brunnen solche verstehe, die ihr Wasser aus Sammelorten erhalten, deren Räume oberhalb des Wasserspiegels darin vollständig geschlossen sind, ebenso unterhalb des Wasserspiegels

nur Ausgänge, welche nach oben führen, so dass das Wasser des Sammelraumes unter einem höhern, als dem atmosphärischen Luftdruck steht. Wird einem solchen aufsteigenden Ausgang, unter dem Wasserspiegel des Raumes an der Erdoberfläche eine Öffnung verschafft, welche niederer als die vorhandene Druckhöhe liegt, so steigt hier das Wasser bis zur Oberfläche oder über dieselbe. Ferner unterscheide ich solche Brunnen, die man auch Steigequellen nennen kann, noch danach, ob sie ihren Sammelort im neutralen Untergrund oder unterhalb desselben haben; die letzteren sind je nach ihrer Tieflage mehr oder weniger heisse Quellen, die auch von dem Einfluss der Jahreszeiten nicht erreicht werden können, daher ständig gleichmässigen Wasserzufluss haben. Die Steigequellen des neutralen Untergrundes haben annähernd die mittlere Jahrestemperatur und sind den Witterungseinflüssen unterworfen, da sie auch Zuflüsse aus der oberirdischen Atmosphäre erhalten. Ein artesischer Brunnen zu Nismes liefert im Sommer viel weniger Wasser als im Frühjahre und Herbste und zeigt die Merkwürdigkeit, dass sein Wassererguss zunimmt, wenn es in nordöstlicher Richtung zu Regen beginnt; aus dieser Erscheinung geht hervor, dass der Brunnen durch die schon vor dem Regen vorhandene feuchte Luft, die in den Boden absinkt, durch unterirdische Niederschläge Zuflüsse erhält. Der artesische Brunnen zu Coulommiers liefert im Sommer das Doppelte seiner durchschnittlichen Wassermenge, was dadurch veranlasst sein kann, dass dessen Zuflüsse aus unterirdischen Niederschlägen der Aussenluft entstehen, welche in diesem Falle einen freien Durchzug von der Oberfläche nach dem Niederschlagsorte durch offene Kanäle hat. Die warme Sommerluft gelangt dadurch in grosser Menge und unmittelbar in den kühlen Untergrund wobei die im Sommer grossen Temperaturunterschiede auch reichliche Niederschläge verursachen.

(Als artesische Brunnen werden übrigens irrtümlich häufig alle Bohrbrunnen bezeichnet, einerlei ob die erschlossenen Grundwasser Steigekraft haben oder nicht.)

Selbst die Wüste birgt Wasser in der Tiefe unter ihrer Oberfläche; schon seit vielen Jahrhunderten kennt man in den Oasen der Wüsten Afrikas und Arabiens das Verfahren, durch

Bohrbrunnen aus einer Tiefe von 150—300 m Wasser zur Oberfläche zu fördern und zwar in solche Fülle, dass man die Felder damit bewässern kann.

Nachdem man die trockenen Sand- und Kiesschichten der Wüste durchbohrt hat, trifft man auf eine schieferartige Steinschichte, die unmittelbar über der wasserführenden Schichte gelagert ist; aus dieser wasserführenden Schicht, welche die Eingebornen sehr bezeichnend „das Meer unter der Erde“ nennen, steigt das Wasser durch das Bohrloch in grosser Menge bis zur Oberfläche. Die Entstehung dieses Wüstengrundwassers, dieses Meeres unter der Erde, durch Versickerung der oberirdischen Niederschläge zu erklären, dürfte selbst dem eingefleischtesten Anhänger der Sickertheorie zu gewagt erscheinen; dies Wasser kann nur aus unterirdischen Niederschlägen, sei es eingedrungener Aussenluft, sei es aus der von unten aufsteigenden, gesättigten Grundluft herrühren.

So trifft man überall auf der Erde Erscheinungen, die sich mit der Sickertheorie durchaus nicht vereinbaren lassen, die immer wieder notwendig darauf hinweisen, dass im Erdinnern andere, bedeutende Zuflüsse vorhanden sein müssen.

Den Sommer bezeichnet man allgemein als trockene Jahreszeit in unserem Klima, obwohl er uns die meisten Niederschläge bringt, nämlich 34 % der Jahresniederschläge in den drei Monaten Juni, Juli und August; aber die Gewässer, Bäche, Flüsse und Ströme erreichen im Sommer und noch in der ersten Hälfte des Herbstes ihren niedersten Stand, d. h. die sichtbaren und unsichtbaren Quellen, welche diese offenen Rinnsale der Grundwasserströme speisen, liefern in der niederschlagsreichsten Zeit in den Monaten Juni, Juli, August, September bis in den Oktober am wenigsten Wasser. Die Sammelorte der Grundwasser müssen also in der sogenannten trockenen Zeit nur wenig Zuflüsse erhalten, weil ihr Stand und ihr Abfluss sich ständig vermindert. Nach der Infiltrationstheorie bestehen aber alle Zuflüsse der Grundwässer aus den Versickerungen der Niederschläge; diese Versickerungen müssten aber gerade in der trockenen Zeit, wo der Erdboden am meisten Feuchtigkeit durch die Niederschläge empfängt, auch am reichlichsten sein. Aber gerade das Gegenteil ergiebt sich aus dem Rückgange

der Grundwasser und erklären dies die Sickerleute damit, dass im Sommer ein grösserer Teil der Niederschlagswasser verdunste, dies ist auch der Fall für den Teil der Versickerungen, welcher durch die Poren der Erdoberfläche eindringen müsste, denn dieser verdunstet sicher vollständig. Nun behaupten aber doch die Sickerleute, dass die für die Speisung der Grundwasser dienenden Sickerwasser durch Spalten und Klüfte in das Erdinnere gelangen und hier erreichen die einlaufenden Niederschlagswasser sehr rasch den kühlen Untergrund, wo sie vor schneller Verdunstung denselben Schutz finden wie im Winter. Gerade die Hauptmasse der Sickerwasser könnte also im Sommer so ungemindert zu den Grundwassern gelangen wie im Winter. Aber diese Spalten- und Klüftezuflüsse von der Oberfläche aus sind eben nur seltene, örtliche Vorkommen, die desshalb auch keinen wesentlichen Einfluss auf die Grundwasserstände im Allgemeinen haben.

Die Monate Juni, Juli, August, September, Oktober und November liefern 60 % der Jahresniederschläge, während gleichzeitig die Grundwasserstände ständig fallen; es müssten daher die Niederschläge des Winters und des Frühjahrs, die 40 % betragen, nicht nur dem Ersatze der geschwundenen Grundwasser, sondern auch deren Anwachsen und verstärktem Abfluss im Frühjahre genügen. Wenn nun auch im Winter die Verdunstung nicht so stark ist als im Sommer, so ist sie immerhin nicht unbedeutend und es bleibt unverständlich, wie die schwächeren Winter- und Frühjahrsniederschläge eine Versickerungsstärke im Gefolge haben sollten, welche nicht nur den Fehlbetrag der Versickerungen in der trockenen Zeit, der bei viel stärkeren Niederschlägen sich ergab, ersetzen, sondern auch noch eine wesentliche Erhöhung der Grundwasser über deren durchschnittlichen Stand bewirken können. Die Erklärung der Trockenheit zur Zeit der meisten Niederschlagsfeuchtigkeit durch die Sickertheorie kann daher nie gelingen, sie bleibt ein Widerspruch mit der Wirklichkeit, gerade so wie Trockenheit und Feuchtigkeit einen Gegensatz bilden. Die Erklärung der fraglichen Erscheinung liegt darin, dass die Grundwasser ihre Zuflüsse hauptsächlich durch unterirdische Niederschläge, sei es im neutralen Untergrunde oder unterhalb desselben erhalten,

und nicht durch Sickerwasser. Die Niederschläge im neutralen Untergrunde sind aber, was vorhergehend schon auseinandergesetzt wurde, in der warmen Jahreszeit und während des Pflanzenwachstums beträchtlich geringer als in der kalten Jahreszeit, wo zugleich im Pflanzenwachstum Stillstand eingetreten ist.

Es ist eine bekaunte, von Niemand bezweifelte Thatsache, dass ein ausgedehnter Waldbestand die Bildung und Unterhaltung der Grundwasser und Quellen sehr begünstigt, und demnach müsste, der Sickertheorie entsprechend, im Walde ein verhältnismässig grosser Teil der oberirdischen Niederschläge tief in den Boden versickern. Im Walde findet aber gerade das Gegenteil statt, da schon ein grosser Teil der Niederschläge in der Krone der Bäume haften bleibt und von hier aus verdunstet, und der andere Teil von dem mit Unterholz, Moos und Streu bedeckten Boden festgehalten wird, und allmählich unmittelbar oder mittelbar durch das Pflanzenwachstum verdunstet. Die grössere Förderung des Grundwasserstandes durch den Wald gegenüber dem freien Felde beruht vielmehr darauf, dass die Waldluft im Sommer und Winter eine grössere relative Feuchtigkeit besitzt und dadurch beim Hinabsinken in den Untergrund auch grössere Niederschläge dort herbeiführen kann, als die trockene Luft des freien Landes.

Die Sammelorte der Grundwasser über den wasserhaltenden Bodenschichten sind im Erdinnern auf die mannigfaltigste Weise verteilt, insbesondere kommen dieselben in verschiedener Tiefe unter der Erdoberfläche übereinander gelagert vor, und bezeichnet man dieses Vorkommen als Wasserstockwerke. Das Wasser der so übereinander liegenden Stockwerke hat dabei verschiedene Steighöhe und Temperatur, so dass eine Verbindung der Wasser der einzelnen Stockwerke mit einander nicht möglich ist; denn in diesem Falle würden Temperatur und Steighöhe bezüglich ihrer Grösse sich ausgleichen. Welchen Weg müssten nun die Sickerwasser zurücklegen, um mit Umgehung der oberen Stockwerke in die unteren zu gelangen; welcher Druckaufwand müsste dabei gemacht werden und woher sollte den tieferen Stockwerken die Steighöhe verliehen sein, die sie im Falle der Anbohrung oft durch die oberen Stockwerke über die

Erdoberfläche erhebt? Alle diese Erscheinungen und besonders auch die Verschiedenheit der Temperaturen der einzelnen Stockwerkswasser lassen sich nicht auf die Entstehung durch versickerte Niederschlagswasser zurückführen, sondern sind nur durch die Speisung der Grundwasser mittels der unterirdischen Niederschläge zu erklären.

Nach den Auseinandersetzungen die ich vorausgeschickt habe darf man meinen, folgenden Grundsatz als gut begründet ansehen:

Der Kreislauf des Wassers besteht aus folgenden Vorgängen:

1. Verdunstung des flüssigen Wassers;
   a) in die oberirdische,
   b) in die unterirdische Atmosphäre.
2. Niederschläge des dampfförmigen Wassers;
   a) aus der oberirdischen,
   b) aus der unterirdischen Atmosphäre.
3. Abfluss des flüssigen Wassers;
   a) von dem Festlande in das Meer,
   b) von dem Meere in das Erdinnere.

Das Zusammenwirken dieser Vorgänge ergiebt die Wasserwirtschaft der Erde, deren Bilanz im Haushaltungsbuche der Natur weder einen Überschuss, noch einen Fehlbetrag aufweist, so dass das Gesamtvermögen der Erde an Wasser in seinen 3 verschiedenen Zustandsformen für alle denkbaren Zeiten einen unveränderlichen, eisernen Bestand hat.

Die mathematische Form, in welche sich die oben aufgezählten Vorgänge kleiden lassen, ist in den vorhergehenden Abschnitten schon entwickelt und bleibt jetzt nur zu wünschen, dass eine nicht zu ferne Zukunft auch die erforderlichen Zahlenwerte zu einer sicheren Berechnung der Einzelvorgänge liefern werde. Besonders die unserer Beobachtung zugänglichen oberirdischen Vorgänge müssten in viel ausgedehnterer und vor allem zweckmässiger Weise untersucht und möglichst genau bezüglich ihrer relativen Grösse bestimmt werden. Es ist hier noch eine schwierige zeitraubende Kulturarbeit zu leisten, deren segensreiche Wirkung sich nicht bloss auf einzelne Orte, sondern auf die ganze Erde erstrecken wird, indem die erweiterte Erkenntnis der Wasserwirtschaft der Menschheit fortgesetzt neue Wege öffnet, um das Wasser ihr dienstbar zu machen.

Das Feld der Vermutungen, das heute noch, dank der Infiltrationstheorie ein unabsehbares ist, wird immer mehr in engere Grenzen eingeschränkt, je mehr man die Erscheinungen des Wasserkreislaufes im Lichte meines oben aufgestellten Grundsatzes untersucht. Die Infiltrationstheorie kennt nur drei Vorgänge, darunter die nicht nachweisbare Versickerung; ich setze sechs Vorgänge voraus ohne Sickerung, wodurch dem Kreislaufe von vornherein eine grössere Mannigfaltigkeit und vor allem Beweglichkeit gesichert ist, welche weiter zur Begründung und Erklärung aller vorkommenden Erscheinungen führen, sowie zahlreiche Folgerungen gestatten. Bei der Forschung nach dem Vorhandensein von Grundwassern ist künftig nicht mehr das begrenzte Gebiet der oberirdischen Niederschläge und ihrer angeblichen Versickerungen maassgebend, sondern das erweiterte Gebiet durch Einrechnung der unterirdischen Niederschläge innerhalb und unterhalb des neutralen Untergrundes. Die Frage, wie gross ist der jährliche Zufluss des Grundwassers für ein begrenztes Gebiet, lässt sich nicht mehr kurzweg dadurch erledigen, dass man dafür $^1/_3$ oder $^1/_5$ der oberirdischen Niederschläge einsetzt; die Beantwortung dieser Frage gestaltet sich verwickelter, entspricht aber auch mehr der Wirklichkeit und bietet grössere Sicherheit für alle darauf gegründeten Unternehmungen.

Das Geschlecht derjenigen „Quellenfinder“, welche mittels Wünschelrute und Wassermagnet die Anwesenheit der Grundwasser tief unter der Erde erkunden, wird deshalb nicht aussterben, so wenig als eine gewisse Menschenklasse, welche an diese Kunst glaubt.

Ich aber lade den freundlichen Leser, welcher mir bis hierher gefolgt ist, ein, bei Forschungen nach dem Entstehen und dem Verlaufe der Grundwasser und ihrer Quellen den von mir vorgezeichneten Weg zu betreten, wobei ich ihm noch die Mahnung zurufen möchte: „Der Natur Gesetze sind einfach, aber die Wege, welche sie ihren Gesetzen zur Entfaltung ihrer Wirksamkeit weist, sind ausserordentlich zahlreich und oft sich kreuzend.“

Hermann Costenoble, Buchdruckerei, Jena.