

## ANKÜNDIGUNG.

---

Das vorliegende vierte Heft der „Wissenschaft“ beschäftigt sich mit den physikalischen Eigenschaften der Seen. Es kommen hierin Probleme zur Sprache, die nicht nur das Interesse des Physikers von Fach, sondern auch das weiterer Kreise in Anspruch nehmen dürften. Die Farbe und Durchsichtigkeit der Seen, ihre Temperaturverhältnisse, die merkwürdigen Seicheserscheinungen, die neuerdings in den Vordergrund der Forschung getreten sind, alle diese Eigenschaften üben auch auf den Laien einen unverkennbaren Reiz aus. Der Verfasser hat sich Mühe gegeben, sowohl dem beobachtenden Naturfreunde bei seinem Aufenthalt an einem See Anregung zu verschaffen, als auch dem Seenforscher in möglichst gedrängter Form eine Übersicht zu geben über das, was in physikalischer Hinsicht von den Seen bis jetzt bekannt ist. Ein ausführliches am Schluß angefügtes Literaturverzeichnis wird gewiß jedem, der sich mit dem Studium der Seen beschäftigt, willkommen sein. Die Anordnung der Materie ist, bedingt durch die Resultate neuerer Forschungen, hauptsächlich im optischen Teile etwas anders als in früheren Darstellungen; sie dürfte jedoch der Einheitlichkeit des Ganzen wesentlich zu gute kommen und so das Verständnis erleichtern.

Braunschweig, im März 1905.

**Friedrich Vieweg und Sohn.**

# DIE WISSENSCHAFT

---

SAMMLUNG  
NATURWISSENSCHAFTLICHER UND MATHEMATISCHER  
MONOGRAPHIEN

---

VIERTES HEFT

---

DIE  
PHYSIKALISCHEN EIGENSCHAFTEN DER SEEN

VON

DR. OTTO FREIHERR VON UND ZU AUFSESS

ASSISTENT FÜR PHYSIK  
AN DER KÖNIGL. TECHNISCHEN HOCHSCHULE MÜNCHEN

---

MIT 36 EINGEDRUCKTEN ABBILDUNGEN

---

BRAUNSCHWEIG  
DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN  
1905

DIE  
PHYSIKALISCHEN EIGENSCHAFTEN  
DER SEEN

VON

DR. OTTO FREIHERR VON UND ZU AUFSESS

ASSISTENT FÜR PHYSIK

AN DER KÖNIGL. TECHNISCHEN HOCHSCHULE MÜNCHEN

---

MIT 36 EINGEDRUCKTEN ABBILDUNGEN

---

BRAUNSCHWEIG

DRUCK UND VERLAG VON FRIEDRICH VIEWEG UND SOHN

1905

ISBN 978-3-663-03016-4      ISBN 978-3-663-04204-4 (eBook)  
DOI 10.1007/978-3-663-04204-4

---

Alle Rechte, namentlich dasjenige der Übersetzung in fremde  
Sprachen, vorbehalten

---

## EINLEITUNG.

---

Seitdem in den letzten Jahrzehnten der Reiseverkehr immer größere Dimensionen angenommen hat, ist auch das Interesse für die Schönheiten und Eigentümlichkeiten der Natur bedeutend gestiegen. Einen bevorzugten Platz unter den Lieblingen des reisenden Publikums nehmen seit jeher die Seen ein. Wer einmal längere Zeit an dem Ufer eines Sees verweilt hat, der wird nicht nur allein im Anblick der Wasserfläche und ihrer Umrahmung geschwelgt haben, sondern er wird auch um manche Erfahrung reicher geworden sein; reizt doch nicht leicht etwas so sehr zur Beobachtung, als gerade das flüssige Element, das Wasser.

Neben der landschaftlichen Eigenart sind es hauptsächlich die physikalischen Eigenschaften eines Sees, welche zuerst und zumeist in die Augen fallen, nämlich die Bewegungsvorgänge an der Oberfläche, die optischen Erscheinungen und die thermischen Verhältnisse. Es dürfte daher eine Monographie der Seen in dieser Richtung sehr wohl einem allgemeineren Interesse begegnen.

Obwohl die Naturforscher sich schon lange mit den Problemen, welche hier in Betracht kommen, beschäftigen, so ist doch die wissenschaftliche Seenkunde noch ziemlich jung. Früher beschränkte man sich eben auf unzusammenhängende Beobachtungen, die man gelegentlich an einem See gewann, bis endlich das Bedürfnis erwachte, die Menge der einzelnen Tatsachen unter sich in Verbindung

zu bringen, und sich der Mühe unterzog, für bisher unverständliche Erscheinungen eine Erklärung zu suchen.

Nachdem durch mehrere größere Expeditionen in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts sich eine reiche Fülle von Beobachtungsmaterial über die Wunder des Weltmeeres angesammelt hatte und die ozeanische Forschung durch viele neue sinnreiche Methoden erleichtert worden war, profitierte auch die Seenkunde von diesen Erfahrungen und ein rascher Aufschwung dieser so lange vernachlässigten Disziplin war die Folge davon.

Professor Forel in Lausanne war es, der durch seine zahlreichen Arbeiten diesen Aufschwung verursacht hat. Ihm und verschiedenen anderen Gelehrten der Genfer Universität hat es auch der Genfer See zu verdanken, daß er der Ausgangsort für die wissenschaftliche Seenkunde geworden ist. In seinem Werke „Le Léman“ und später im „Handbuch der Seenkunde“ hat Forel gezeigt, wie man solche Untersuchungen anzustellen habe, und wie die gefundenen Tatsachen zu einem einheitlichen Ganzen zusammen geordnet werden können. Für die von ihm begründete neue Wissenschaft hat er das Wort „Limnologie“ eingebürgert, auch hat er den Begriff „See“ in präziser und erschöpfender Weise definiert. Er bezeichnet nämlich als See eine allseitig geschlossene, in einer Vertiefung des Bodens befindliche, mit dem Meere nicht in direkter Verbindung stehende ruhende Wassermasse. Das Weltmeer ist durch diese Definition ausgeschlossen, denn es ist unbegrenzt, es umschließt alle Länder der Erde; ein See dagegen ist überall von Land umgeben. Weiher und Sümpfe sind nicht zu den eigentlichen Seen zu rechnen, da man einem See doch eine tiefere Region zuerkennen muß, in welcher die Uferflora nicht mehr gedeiht.

In der vorliegenden Schrift handelt es sich nur um die physikalischen Eigenschaften der Seen. Allerdings werden auch an manchen Stellen die geologischen und geographischen Verhältnisse mit hereinspielen; überhaupt ist der Ver-

such gemacht worden, noch mehr als bisher alles unter sich möglichst in Verbindung zu bringen. Dadurch wird man oft in den Stand gesetzt, aus einer Eigenschaft auf das Vorhandensein einer anderen zu schließen. Es ist ja im allgemeinen das Bestreben der Wissenschaft, eine Einheitlichkeit und Zusammengehörigkeit der verschiedensten Erscheinungen zu konstruieren; denn die Natur stellt nicht die einzelnen Tatsachen zusammenhanglos nebeneinander hin, sondern diese bilden alle zusammen eine lange Kette, deren einzelne Glieder zu finden uns überlassen ist.

Ich habe nicht nur die deutschen Seen in den Kreis der Betrachtung gezogen, sondern habe mich bemüht, auch die Beobachtungsergebnisse über andere europäische und auch außereuropäische Seen, so weit mir die Literatur zugänglich war, zu verwerten.

Herrn Professor H. Ebert bin ich für seine vielen wertvollen Ratschläge bei Abfassung dieser Schrift zu großem Danke verpflichtet. Herr Professor K. T. Fischer hatte die Güte, eine Korrektur zu lesen und einige Verbesserungen anzubringen.

München, Februar 1905.

**Der Verfasser.**

# INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite
Einleitung . . . . .	V
Inhaltsverzeichnis . . . . .	IX
Vorbemerkungen . . . . .	1
Die Oberfläche eines Sees als Teil der Erdoberfläche . . . . .	1
Dichte des Wassers . . . . .	3
Hydrostatischer Druck . . . . .	4
Kompressibilität des Wassers . . . . .	5

## Erster Teil.

### **Mechanik.**

1. Fortschreitende Wellen . . . . .	6
2. Stehende Wellen (Seiches) . . . . .	20
3. Strömungen . . . . .	30

## Zweiter Teil.

### **Akustik.**

1. Fortpflanzung des Schalles im Wasser . . . . .	33
2. Fortpflanzung des Schalles an der Oberfläche eines Sees . . . . .	34

## Dritter Teil.

### **Optik.**

1. Durchsichtigkeit des Seewassers . . . . .	36
A. Bestimmung der Durchsichtigkeit durch Versenken eines Gegenstandes . . . . .	37
B. Bestimmung der Durchsichtigkeit durch Aufsuchen der Lichtgrenze im See . . . . .	44
2. Erscheinungen der Reflexion, Brechung und Farbenzerstreuung . . . . .	49
A. Allgemeine Gesetze . . . . .	49
B. Reflexionserscheinungen . . . . .	55

	Seite
C. Brechungserscheinungen . . . . .	61
D. Dispersionserscheinungen . . . . .	69
3. Selektive Absorption des Lichtes im Seewasser . . . . .	70
A. Allgemeine Theorie . . . . .	70
B. Lichtabsorption im Wasser . . . . .	73
4. Polarisation des Lichtes im Wasser . . . . .	79
5. Die Farbe der Seen . . . . .	83

Vierter Teil.

**Thermik.**

1. Thermometrie . . . . .	89
A. Allgemeine Thermometrie . . . . .	89
B. Spezielle Thermometrie . . . . .	94
Oberflächentemperaturen . . . . .	94
Tiefentemperaturen . . . . .	98
Eisverhältnisse . . . . .	108
2. Kalorimetrie . . . . .	111
Schlußbemerkung . . . . .	115
Literaturverzeichnis . . . . .	116

---

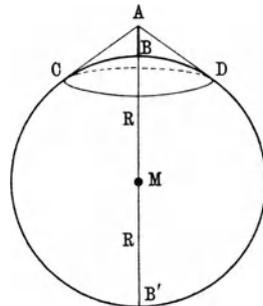
## Vorbemerkungen.

Die Oberfläche eines Sees stellt in ruhigem Zustande einen Teil der idealen Erdoberfläche dar. Die wirkliche Gestalt der Erde ist bekanntlich keine vollständige Kugel; die Abplattung, die sie infolge der Rotation um ihre Achse erfahren hat, ist allerdings nur sehr gering, so daß wir, ohne einen auch nur merklichen Fehler zu begehen, jeden Seespiegel — denn bei Seen handelt es sich ja nur um verhältnismäßig kleine Flächen — als Teil einer Kugeloberfläche betrachten können, deren Halbmesser in unseren Breiten 6370 km beträgt. Bei einigermaßen großen Seen wird man wegen dieser Krümmung niedere Gegenstände am jenseitigen Ufer selbst bei ganz klarer Luft nicht mehr sehen können.

Von einem Turm, der die Höhe  $AB$  (Fig. 1) besitzt, können die Gegenstände  $C$  und  $D$  eben noch erblickt werden; was über  $C$  und  $D$  hinaus liegt, bleibt unsichtbar.  $AC$  und  $AD$  sind aber Tangenten an die kugelförmige Erde; wir erhalten also den Horizont, wenn wir von  $A$  aus nach jeder Richtung hin Tangenten ziehen.

Wie leicht ersichtlich ist, hat bei ungehinderter Aussicht, z. B. auf dem Meere oder in einer weiten Ebene, der Horizont die Gestalt eines Kreises. Die Größe dieses Gesichtskreises ist bei gegebener Höhe des Standpunktes  $A$  über dem Erdboden

Fig. 1.



ohne Berücksichtigung der Strahlenbrechung in der Atmosphäre auf einfache Weise zu berechnen. Nach einem Satze der Geometrie findet nämlich folgendes Verhältnis statt:

$$AB' : AD = AD : AB.$$

Bei der ungeheuren Größe der Erde gegenüber allen irdischen Objekten wird die Strecke  $AB'$  sich verschwindend wenig von der Strecke  $BB'$ , dem Durchmesser der Erde, unterscheiden. Nennen wir  $R$  den Halbmesser der Erde, so kann man obige Gleichung auch schreiben:

$$2R : AD = AD : AB$$

oder

$$AD = \sqrt{2R \cdot AB}.$$

Da nun der Erdhalbmesser  $R$  bekannt ist, und die Größe  $AB$  jederzeit gemessen werden kann, so läßt sich auch der Halbmesser  $AC = AD$  des Gesichtskreises <sup>1)</sup> von  $A$  berechnen. Es ergeben sich hierbei folgende Werte:

Höhe des Auges über dem Erdboden ( $AB$ )	Halbmesser des Gesichtskreises $AC = AD$
1 m	3,6 km
2 "	5,0 "
4 "	7,1 "
6 "	8,7 "
10 "	11,3 "
20 "	16,0 "
30 "	19,5 "
40 "	22,6 "
50 "	25,2 "
100 "	35,7 "
200 "	50,5 "
1000 "	112,9 "

Bei einem See von 50 km Länge würde man also ohne Berücksichtigung der Strahlenbrechung erst bei einem Stand-

<sup>1)</sup> Eigentlich ist  $\frac{1}{2}CD$  der Halbmesser, doch unterscheidet sich diese Strecke nur ganz unwesentlich von der Strecke  $AC$ .

punkte von 200 m über dem Wasserspiegel das jenseitige Ufer sehen können; umgekehrt wird man, am Ufer stehend, erst Berge, die über 200 m relative Höhe besitzen, erblicken; alles übrige ist unter dem Horizont.

Es sollen hier noch einige allgemeine physikalische Eigenschaften des Wassers besprochen werden, die, obwohl ziemlich allgemein bekannt, doch in einer Abhandlung über die Seen Erwähnung finden müssen.

Ich meine vor allem das merkwürdige Verhalten des Wassers in bezug auf seine Dichte. Die meisten anderen Körper werden bei höherer Temperatur spezifisch leichter, bei tieferer spezifisch schwerer; das Wasser aber nimmt insofern eine Ausnahmestellung ein, als es seine größte Dichte, sein Dichtemaximum, bei  $+ 4^{\circ}\text{C}$  besitzt, während es bei höheren und tieferen Temperaturen weniger dicht ist.

Unter „Dichte“ versteht die Physik die Masse, welche in der Einheit des Volumens, also in 1 cem, enthalten ist. Da nun bei  $+ 4^{\circ}$  die Masse Wasser in einem solchen Einheitsvolumen am größten ist, so wird dieses Volumen bei dieser Temperatur auch das größte Gewicht haben; also kann man auch sagen: sein spezifisches Gewicht ist bei  $+ 4^{\circ}$  größer als bei anderen Temperaturen.

Diese Eigentümlichkeit hat, wie wir später sehen werden, merkwürdige Eigenschaften in bezug auf die Wärmeverhältnisse der Seen im Gefolge. So muß sich z. B. die ganze Wassermasse eines Sees, bevor irgendwo Temperaturen unter  $+ 4^{\circ}$ , also Schichten mit leichterem Wasser, auftreten können, zuerst auf  $+ 4^{\circ}$  abgekühlt haben, dann erst kann die sogenannte Temperaturumkehr eintreten (vgl. später).

Der Unterschied in dem spezifischen Gewichte des Wassers bei verschiedenen Temperaturen ist nicht groß, aber immerhin so groß, daß sich Schichtungen bilden und dauernd erhalten können. Bekanntlich setzt man das spezifische Gewicht des reinen Wassers bei  $+ 4^{\circ}\text{C} = 1$  und bezieht die Gewichte aller anderen festen und flüssigen Körper auf diese Einheit. In der folgenden kleinen Tabelle sind nun die spezifischen Gewichte des Wassers bei verschiedenen, für die Seen in Betracht kommenden Temperaturen angegeben:

Cels.-Grade	Spezif. Gew. des Wassers	Cels.-Grade	Spezif. Gew. des Wassers
0°	0,999 874	6°	0,999 969
+ 1°	0,999 930	10°	0,999 731
2°	0,999 970	15°	0,999 132
3°	0,999 993	20°	0,998 235
4°	1,000 000	25°	0,997 073
5°	0,999 992	30°	0,995 674

Diese Zahlen gelten natürlich nur für reines, destilliertes Wasser. Die natürlichen Gewässer besitzen aber stets, wenn auch oft nur in sehr geringem Grade, Beimengungen von Fremdkörpern, hauptsächlich von Salzen, wodurch die obigen Zahlen etwas beeinflußt werden. Das Maximum des spezifischen Gewichtes liegt dann auch nicht mehr genau bei + 4° C, aber doch immer sehr in der Nähe davon, so daß diese Änderung bei den Untersuchungen kaum in Betracht kommt.

Infolge seines Gewichtes wird die Wassermasse eines Sees einen Druck auf seine Unterlage ausüben. Man bezeichnet als „Druck“ das Gewicht, welches auf der Flächeneinheit, z. B. einem Quadratcentimeter, der Unterlage ruht. Nun wissen wir, daß 1 ccm reinen Wassers von + 4° C genau 1 g wiegt; eine Wassersäule von 1 m Höhe und 1 qcm Querschnitt wiegt also 100 g, eine Wassersäule von 10 m Höhe und demselben Querschnitt 1000 g = 1 kg. Dies ist ein Druck, welcher der sogenannten „technischen Atmosphäre“ gleich ist. Der Druck, welchen die über uns befindliche Atmosphäre bei 0° und 760 mm Barometersäule auf eine Unterlage von 1 qcm ausübt, beträgt 1033 g; dies entspricht einer Wassersäule von 10,33 m. Der hydrostatische Druck wird also bequemer nach technischen Atmosphären gerechnet werden, da immer gerade eine 10 m mächtige Wassersäule im See den Druck einer Atmosphäre gibt.

Es ist dies nicht ganz genau. Denn das spezifische Gewicht des Wassers an der Oberfläche ist, besonders in der warmen Jahreszeit, nicht = 1, sondern stets etwas kleiner, entsprechend der jeweiligen Temperatur; ferner haben wir nie ganz reines Wasser, welches allein bei + 4° das spezifische Gewicht 1 besitzt; endlich kommt in größeren Tiefen noch die Steigerung des

spezifischen Gewichtes infolge der Kompression durch die darüber liegenden Wasserschichten hinzu, alles Einflüsse, welche bewirken, daß eine 10 m hohe Wassersäule nicht genau den Druck einer Atmosphäre darstellt. Die beiden ersten Faktoren bedingen, wie wir gesehen haben, nur sehr kleine Abweichungen, so daß sie für praktische Zwecke stets vernachlässigt werden dürfen. Den letzterwähnten Einfluß, die Zunahme der Dichte infolge der Zusammendrückbarkeit des Wassers, wollen wir noch kurz betrachten.

Kompressibilitätskoeffizient nennt man den Ausdruck

$$\beta = \frac{1}{v_1} \cdot \frac{v_1 - v_2}{p_2 - p_1}.$$

Dabei bedeutet  $v_1$  das Volumen, das unter dem Drucke  $p_1$  steht,  $v_2$  das Volumen unter dem Drucke  $p_2$ . Ist  $p_2 - p_1 = 1$  Atm., so ist

$$\beta = \frac{v_1 - v_2}{v_1},$$

d. h.  $\beta$  ist das Verhältnis der Volumenänderung zum ursprünglichen Volumen pro Atmosphäre. Für Wasser gelten folgende Werte:

$$\begin{array}{l} \text{Bei } 0^\circ \text{ ist } \beta = 0,0000\ 5177 \\ \text{„ } 10^\circ \text{ „ } \beta = 0,0000\ 4854 \\ \text{„ } 20^\circ \text{ „ } \beta = 0,0000\ 4609. \end{array}$$

Als Mittelwert für größere Tiefen, wo ungefähr die Temperatur  $+ 4^\circ$  herrscht, dürfen wir  $\beta = 0,0000\ 50$  annehmen, d. h. durch den Druck einer Atmosphäre wird ein Volumen Wasser nur um den 50 millionsten Teil seines Volumens verkleinert. Also selbst bei ganz gewaltigen Drucken ist die Volumenänderung so klein, daß auch sie, ähnlich wie die beiden ersterwähnten Faktoren, auf die Größe der Wassersäule, welche den Druck von 1 Atm. bedingt, keinen merkbaren Einfluß ausübt.

## Erster Teil.

### Mechanik.

---

Wenn ich diesen ersten Teil der Physik der Seen mit Mechanik überschreibe, so möchte ich darunter sämtliche Bewegungsvorgänge, welche bei den Seen vorkommen, verstanden wissen.

Dem oberflächlich Beobachtenden ist nur eine Art von Bewegung der Wassermassen eines Sees unmittelbar erkennbar, nämlich diejenige, welche wir als Wellenbewegung bezeichnen. Sieht man aber näher zu, so werden sich dem Forscher, der mit den zu solchen Zwecken passenden Apparaten ausgerüstet ist, noch eine Reihe anderer, wenn man so sagen darf, verborgener Bewegungen offenbaren, die, obwohl sie ein unbewaffnetes Auge zunächst nicht direkt wahrnimmt, doch ganz bedeutende Dimensionen annehmen können, ja sogar an räumlicher Ausdehnung die gewöhnliche Wellenbewegung bei weitem übertreffen.

Ich will hier drei Hauptarten von Bewegungen unterscheiden, die vor allem in das Reich der Betrachtung zu ziehen sind, nämlich:

1. Fortschreitende Wellen.
2. Stehende Wellen (Seiches).
3. Strömungen.

Es können wohl zuweilen noch andere Bewegungen der Seegewässer auftreten, doch sind diese meist so geringfügiger Art, daß ihre nähere Betrachtung hier übergangen werden kann.

#### 1. Fortschreitende Wellen.

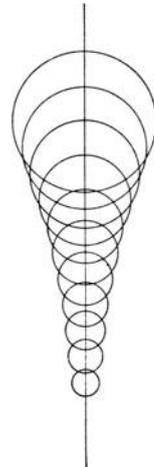
Die Wasserwellen stellen eine auf der Oberfläche des Sees rhythmisch fortschreitende Bewegung dar. Eine solche Bewegung kann herrühren von einem ins Wasser geworfenen Stein, vom

Dahingleiten eines Schiffes oder ähnlichen Vorgängen. Meistens aber wird es der Wind sein, welcher die Oberfläche in Unruhe versetzt und dadurch sowohl leichte Kräuselung als auch einen lebhaften, schäumenden Wellengang hervorruft. In jedem Falle ist die Wellenbewegung eine Ausgleichsbewegung gestörten Gleichgewichts, die durch die Mitwirkung der Schwere zustande kommt.

Die Beobachtung lehrt nun, daß man bei der Wellenbewegung zwei voneinander getrennte Bewegungen zu unterscheiden hat, nämlich die fortschreitende der Welle selbst und die der einzelnen Wasserteilchen.

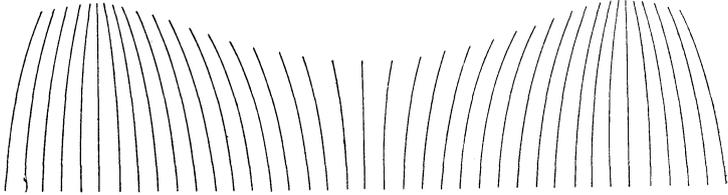
Betrachten wir letztere Bewegung zuerst. Ein Stückchen Holz, das auf dem Wasser schwimmt, sehen wir, sobald Wellen darauf treffen, eine gewisse Bahn beschreiben. Es wird von einer ankommenden Welle erfaßt und nach vorwärts getrieben, sinkt dann hinab, schwingt wieder zurück und wird endlich von der nachfolgenden Welle von neuem in die Höhe gezogen, um alsbald die eben vollendete Bewegung zu wiederholen. Ragt das betrachtete Stückchen Holz nicht weit über die Oberfläche heraus, so daß es nicht direkt vom Winde getrieben werden kann, so wird es sich nach vollendeter Schwingung wieder an dem ursprünglichen Orte befinden. Die Bahn, die es durchlaufen hat, ist anscheinend ein in der Fortschrittrichtung der Welle liegender und auf der Wasseroberfläche senkrecht stehender Kreis, dessen Durchmesser von der Stärke der erregenden Ursache abhängt und der gleich der Höhe der Welle ist. Die Wasserwellen stellen somit eine Mischung aus longitudinaler (horizontal hin und her gehender) und aus transversaler (vertikal auf und ab gehender) Bewegung dar. Während das Teilchen seine Bahn einmal durchlaufen hat, ist gerade eine Welle vorübergegangen. Theoretische Betrachtungen ergeben, daß die Bahnen bei einfachen Wellen in tiefem Wasser wirklich Kreise sind. Je tiefer ein Teilchen liegt, um so kleiner werden die Kreisbahnen (s. Fig. 2). Denkt man sich im ruhigen Wasser eine Reihe vertikal stehender Wasserfäden in gleichen Abständen hintereinander, so werden sich

Fig. 2.



dieselben nach G. Hagens Untersuchungen <sup>1)</sup>, sobald Wellenbewegung eintritt, in der Weise verändern (s. Fig. 3), daß sie bald länger und dünner, bald kürzer und dicker werden; dabei neigen sie sich wie die Halme eines wogenden Getreidefeldes hin und her; ihre Wurzeln bleiben nur bei sehr tiefem Wasser un-

Fig. 3.



beweglich stehen, während sie bei seichterem Wasser ein wenig um die Anfangslage pendeln. Die Form der Welle selbst flacht sich selbstverständlich nach der Tiefe zu immer mehr ab, bis in sehr großen Tiefen das Gleichgewicht der Wassermassen überhaupt nicht mehr gestört erscheint. Bis zu welcher Tiefe die Wellenwirkung reicht, läßt sich aus den im Sande des Grundes entstehenden Wellenfurchungen erkennen. Forel gibt an, daß im Genfer See die Bildung von solchen Wellenfurchen im feinen Sande des Seegrundes bis zu etwa 9 m unter dem Niederwasserstande beobachtet wurde. Da die Wellen des Genfer Sees im Vergleich zu den Wellen anderer Seen eine bedeutende Größe erreichen, so kann die Tiefe von 9 bis 10 m als untere Grenze gelten, bis zu welcher die Wellenbewegung in der Mehrzahl der Seen noch nachweisbar ist <sup>2)</sup>.

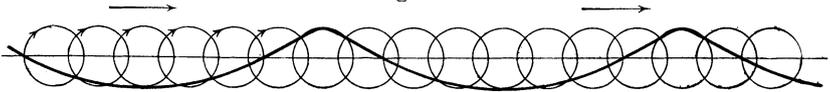
Machen wir uns an den folgenden Figuren den Vorgang bei den Wasserwellen klar. Die auf die ruhende Oberfläche des Sees wirkende Kraft können wir uns entweder als eine konstante oder als eine momentan wirkende denken. Immer wird ein Teilchen aus seiner Gleichgewichtslage herausgebracht, es weicht aus und pendelt wieder zurück, sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung; die Bahn ist nach der Theorie ein Kreis: „Orbital-

<sup>1)</sup> Handbuch der Wasserbaukunst. III. Teil. Berlin 1863.

<sup>2)</sup> Eine sehr ausführliche Behandlung des Phänomens der Wellenfurchen (*rides de fond, ripple marks*) findet sich bei Forel, *Le Léman* 2, 249—274 (1895).

bewegung“. Ein Teilchen nach dem anderen wird in diese Kreisbewegung eintreten; jedes in der Fortpflanzungsrichtung der Welle weiter nach vorn gelegene Teilchen wird die Bewegung später beginnen. Man kann also sagen: Alle Bewegungszustände (Phasen), die ein Teilchen der Welle **nacheinander** durchläuft, sind in der Welle in den sämtlichen, voneinander verschiedenphasigen Teilchen gleichzeitig vorhanden. Fig. 4 versinnbildlicht diesen Vorgang.

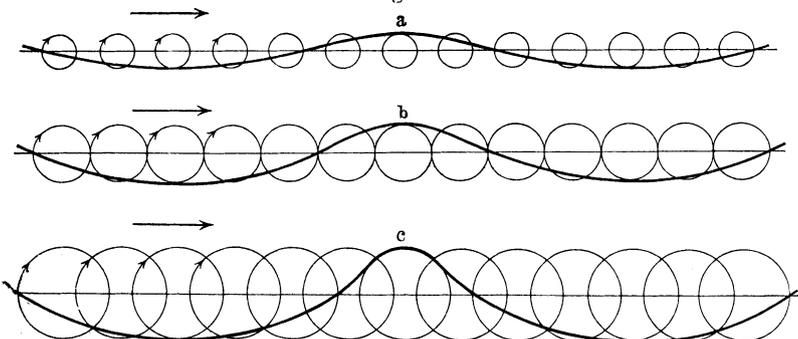
Fig. 4.



Die einzelnen in der Figur in Betracht gezogenen Teilchen sind — in ihrer Ruhelage — alle gleich weit voneinander entfernt, ihre Phase ist immer um denselben Betrag gegen die des vorhergehenden verschoben (hier um  $\frac{\pi}{4} = \frac{1}{8}$  Kreisumfang). Die Pfeile geben einerseits die Richtung der Orbital-, andererseits die der fortschreitenden Bewegung an.

Ist der Durchmesser der Kreise klein, so wird nur eine leichte Kräuselung der Oberfläche die Folge sein; verursacht aber eine stärkere Erregung einen größeren Durchmesser, so wird die Wellenbewegung immer lebhafter werden, wie aus den Fig. 5 a, b, c zu ersehen ist.

Fig. 5.

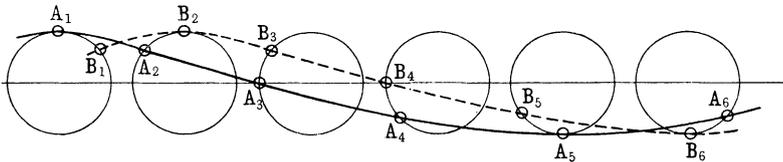


Die Entfernung der einzelnen betrachteten Teilchen ist hier in allen Figuren im Zustande der Ruhe die gleiche, ebenso sind

die Phasen der untereinander stehenden Teilchen als gleich angenommen. Man sieht hieraus deutlich, wie die Wellentäler bei zunehmender Stärke der Wellen immer breiter werden, die Wellenberge dagegen immer schmaler, bis endlich die Wassermasse nicht mehr kontinuierlich bleiben kann und ein Überschaümen in der Fortschreitungsrichtung eintritt.

In Fig. 6 ist das erste Teilchen nach einer bestimmten Zeit von  $A_1$  nach  $B_1$  gelangt, ebenso hat das zweite Teilchen in derselben Zeit den Weg  $A_2 B_2 = A_1 B_1$  zurückgelegt usw. Die Welle dagegen ist um den Betrag  $A_1 B_2$  vorwärts geschritten.

Fig. 6.



Man erkennt hier recht deutlich die Tatsache, daß die Geschwindigkeiten der Orbital- und der fortschreitenden Bewegung durchaus nicht gleich groß, sondern im allgemeinen wesentlich voneinander verschieden sind.

Die Vorgänge bei der Wellenbewegung des Wassers lassen sich an sogenannten Wellenmaschinen anschaulich nachahmen.

Die Kurve  $A_1 A_2 A_3 \dots$  oder auch  $B_1 B_2 B_3 \dots$  in Fig. 6 nennt man in der Geometrie eine gestreckte Cycloide oder eine Trochoide.

Der Form nach können wir mit Forel folgende Arten von Wellen unterscheiden:

1. Isolierte Wellen, welche kreisförmig oder geradlinig sein können. Erstere werden durch einen festen oder flüssigen Körper hervorgebracht, der von oben auf das Wasser aufschlägt (Stein, Regentropfen, Hagelkorn) oder von unten aufsteigt (Luftblase). Letztere Wellenart entsteht durch einen festen, an der Wasseroberfläche sich fortbewegenden Körper, z. B. durch ein Schiff.

2. Serienweise auftretende Wellen. Diese entstehen durch eine kontinuierlich wirkende Ursache, hauptsächlich durch den Wind.

Hierbei entsteht die Frage, wie es möglich ist, daß eine konstant wirkende Kraft, wie der Wind, der über die Seeoberfläche hinstreicht, eine rhythmische, schwingende Bewegung zu erzeugen vermag. Bei einer nur momentan wirksamen Kraft, wenn man z. B. einen Stein ins Wasser wirft, sehen wir ohne weiteres ein, daß infolge des plötzlich gestörten Gleichgewichtes ein Hin- und Herschwingen der betreffenden Teilchen stattfinden muß, daß sich diese Störung auf die Nachbartheilchen übertragen und somit die Bewegung auf weitere Strecken fortpflanzen muß. Daß aber auch ein gleichmäßig wehender Wind eine Schwingung der Wasserteilchen verursacht, daß er nicht eher die verschiedenen übereinander liegenden Wasserschichten gegeneinander verschiebt, will uns nicht sofort einleuchten.

In der Tat ist auch die Erklärung dieser Tatsache nicht ganz so einfach. Es sind verschiedene Theorien aufgestellt worden, aber keine, für sich allein betrachtet, befriedigt vollständig. Muncke<sup>1)</sup> weist darauf hin, daß der Wind nicht in einer gleichmäßigen, ununterbrochenen Bewegung der Luft bestehe, sondern daß sein Wehen absatzweise und in Unterbrechungen geschehe; die Windbewegung sei bereits wellenartig wie die des Wassers, indem allgemein jede bewegte Flüssigkeit, sie sei tropfbar flüssig oder gasförmig, wellenförmig fortschreite, sobald sie bei ihrer Bewegung Hindernisse findet. Nun ist dieses behauptete wellenförmige Fortschreiten des Windes wohl Tatsache, doch sind die Perioden der einzelnen Stöße viel länger und unregelmäßiger als die der Wasserwellen, daher dürfte dieser Erklärungsversuch nicht genügen.

Wahrscheinlicher erscheint folgende Annahme, die von den Gebrüdern Weber<sup>2)</sup> her stammt. Ihr hauptsächlichster Inhalt ist der, daß die Luftstöße unter einem sehr spitzen Winkel auf das Wasser auftreffen und dasselbe theils niederdrücken, theils in der Richtung, in der sie sich selbst bewegen, fortschieben. Es wird ferner erwähnt, daß nach Franklins Ansicht wenigstens die kleinsten, sogenannten Kapillar- oder Elementarwellen durch Reibung der Luft am Wasser entstehen.

---

<sup>1)</sup> Gehlers physikal. Wörterbuch: „Das Meer“, S. 1738, Leipzig 1837.

<sup>2)</sup> Gebrüder Weber, Wellenlehre auf Experimente gegründet, § 25, Leipzig 1825.

Eine dritte Theorie rührt von Scott Russell<sup>1)</sup> her. In ihren Hauptzügen sagt sie folgendes: Die Oberflächenschicht einer Flüssigkeit verhält sich äußeren Kräften gegenüber wie eine selbständige, der Flüssigkeit aufliegende Membran. Die Spannung dieses Häutchens wird nun offenbar geändert, wenn eine Kraft darauf wirkt, und zwar schon, wenn z. B. ein leiser Hauch über die Oberfläche dahin streicht. Erst ein Wind von 0,22 m pro Sekunde soll nach Scott Russell eine Kräuselung hervorrufen können. Diese Kräuselung stellt sich in ganz unmeßbar kurzer Zeit über der angehauchten Fläche ein und verschwindet schnell wieder, wenn der Hauch aufgehört hat.

Diese letztere Theorie enthält eigentlich auch die Franklin'sche Hypothese, nämlich die Reibung der bewegten Luft gegen das ruhige Wasser. Gerade diese Reibung zweier verschieden dichter Medien aneinander scheint nun die wahrscheinlichste Ursache der Wellenbildung zu sein, denn diese Erscheinung entspricht genau der Theorie von Helmholtz<sup>2)</sup> über die Bewegung benachbarter Luftschichten, die mit ungleicher Geschwindigkeit strömen. Auch hier wird, wenn die aneinander grenzenden Schichten verschiedenes spezifisches Gewicht haben, die Trennungsfäche zur Bildung gewaltiger, paralleler, in Richtung der rascher bewegten Schicht vorwärts eilender Wellenzüge veranlaßt<sup>3)</sup>. Durch die Reibung an der Trennungsfäche entstehen Unstetigkeiten, so daß der Wind immer mehr Angriffsflächen erhält. Das Gewicht des Wassers verhindert nun ein Fortschieben der ganzen Wassermasse, die Zähigkeit oder innere Reibung des Wassers ein Verschieben der einzelnen Schichten gegeneinander.

Da, wie oben schon erwähnt, eine ruhige Wasseroberfläche sehr empfindlich auch auf schwachen Wind reagiert, so kann man einen Wind, noch lange bevor man ihn spürt, auf dem Wasser herannahen sehen, ein Umstand, der oft von großer praktischer Wichtigkeit ist.

Je länger der Wind auf die einmal erregten Wellen einwirkt, um so größer werden die Amplituden der schwingenden

---

<sup>1)</sup> Scott Russell, Report Brit. Assoc., p. 307 u. 376, London 1845.

<sup>2)</sup> H. v. Helmholtz, Gesammelte Abhandlungen 1, 146 ff.; 3, 303 ff.

<sup>3)</sup> R. Emden, Eine Beobachtung über Luftwogen. Wied. Ann. 62, 374 (1897).

Wasserteilchen, um so höher werden die Wellen. Daher sind auch die Wellen an dem Ufer, von welchem der Wind weht, meist klein, oft noch gar nicht wahrnehmbar, während sie am jenseitigen Ufer ihre maximale Höhe erreichen.

Airy<sup>1)</sup> hat diese Vorgänge einer analytischen Behandlung unterworfen und hat gezeigt, daß bei schnell anwachsender Wellenhöhe die Kraft des Windes auf die Wellenkämme so erhöhend wirkt, daß der Zusammenhang der einzelnen Teilchen aufgehoben wird und ein Übersäumen eintritt. Dieses Sichüberschlagen dauert so lange an, bis die Wellenhöhe und somit auch die Geschwindigkeit der Orbitalbewegung den höchsten Wert erreicht hat, der bei der gegebenen Windstärke eben möglich ist; ist diese maximale Höhe erreicht oder läßt der Wind nach, so hören die „weißen Kämme“ auf, und die Welle zeigt wieder eine zusammenhängende Gestalt. Hat der Wind ganz nachgelassen, so wird sich die einmal erregte Oberfläche nicht so schnell beruhigen, der Wellengang hält noch einige Zeit an. Diese nachdauernde Bewegung, bei welcher keine äußere Kraft mehr wirkt, heißt totes Wasser oder Dünung. Die Wellen behalten dabei ihre Länge, Geschwindigkeit und Periode wie früher bei, die Höhe dagegen nimmt allmählich ab.

Im folgenden möchte ich eine kurze Übersicht über die Resultate der Theorie der Wellenbewegung geben. Ich muß mich hier natürlich auf das Notwendigste beschränken; ausführlichere Angaben finden sich in dem von O. Krümmel bearbeiteten II. Teile der Ozeanographie von Boguslawski (Stuttgart 1887), S. 6 bis 35.

Die sogenannten Elemente der Welle sind: Wellenlänge, Periode und Geschwindigkeit.

Unter der Wellenlänge  $\lambda$  versteht man den Abstand von dem Kamme der einen Welle bis zu dem der nächsten Welle.

Die Periode  $T$  ist die Zeit, welche die Welle braucht, um eine Strecke gleich ihrer eigenen Länge zu durchlaufen; es ist dies dieselbe Zeit, in welcher ein Wasserteilchen seine Kreisbahn vollendet.

Geschwindigkeit  $c$  nennt man die während einer Sekunde von der Welle zurückgelegte Wegstrecke.

<sup>1)</sup> Airy, Tides and waves, § 270; Encyclopaedia metropolitana 5, 282.

Bezeichnen wir noch die Beschleunigung infolge der Erdanziehung mit  $g = 9,81 \text{ m/sec}^2$  und ist  $\pi$  die bekannte Ludolfische Zahl 3,1416, so finden folgende Beziehungen zwischen den Elementen der Schwerewelle (zum Unterschiede von den Kapillarwellen) statt:

$$\lambda = \frac{g T^2}{2 \pi},$$

$$T = \sqrt{\frac{2 \pi \lambda}{g}},$$

$$c = \sqrt{\frac{g \lambda}{2 \pi}} = \frac{g T}{2 \pi}.$$

Diese Formeln gelten nur für Wellen in tiefem Wasser, d. h. für solche Fälle, wo die Dimensionen der Wellen klein sind im Verhältnis zu der Tiefe des Sees. Für Wellen in flachen Gewässern gehen die Theorien noch sehr auseinander und stimmen im allgemeinen noch keineswegs genügend mit den beobachteten Tatsachen überein.

Eine kleine Tabelle<sup>1)</sup> soll den in den Formeln gegebenen Zusammenhang der Elemente anschaulich machen:

Periode $T$	Länge $\lambda$	Geschwindigkeit $c$
1 sec	1,6 m	1,6 m/sec
2 "	6,2 "	3,1 "
3 "	14,0 "	4,7 "
4 "	25,0 "	6,2 "
5 "	39,0 "	7,8 "
6 "	56,0 "	9,4 "
7 "	76,0 "	10,9 "
8 "	100,0 "	12,5 "
9 "	126,0 "	14,0 "
10 "	156,0 "	15,6 "

Man ersieht hieraus, daß lange Wellen sowohl eine größere Periode als auch eine größere Geschwindigkeit besitzen.

<sup>1)</sup> Diese Tabelle ist dem „Handbuch der Seenkunde“ von Forel (S. 67) entnommen.

Die Wellenhöhe steht in keinem bestimmten Verhältnis zu den Elementen der Welle; gewöhnlich sind aber lange Wellen auch höher als kurze. Das Verhältnis der Höhe zur Länge schwankt zwischen  $\frac{1}{12}$  und  $\frac{1}{40}$ .

Für die Größe der Kreisbahnen, welche die einzelnen Wassertheilchen ausführen, läßt sich auch eine Formel angeben. Bedeutet  $h$  den Radius der Kreisbahn an der Oberfläche (gleichbedeutend mit der halben Höhe der Welle),  $q$  den Radius des Kreises, welches ein in der Tiefe  $z$  gelegenes Teilchen beschreibt, so ist nach Bertin<sup>1)</sup>:

$$q = h \cdot e^{-2\pi \frac{z}{\lambda}};$$

$e$  ist die Basis der natürlichen Logarithmen. Danach verschwindet also die Wellenbewegung erst in unendlicher Tiefe; praktisch wird sie aber infolge der inneren Reibung schon in geringer Tiefe nicht mehr nachweisbar sein; wie schon früher erwähnt, gibt Forel als untere Grenze der Wellenfurchen, also auch der noch erkennbaren Wellenbewegung, im Genfer See die Tiefe von 9 m an.

Aus der Konstruktion der Wellenform haben wir (S. 10) schon erkannt, daß die Geschwindigkeit  $v$  der Orbitalbewegung wesentlich verschieden ist von der Geschwindigkeit  $c$  der fortschreitenden Bewegung der Welle. Die Theorie gibt hierfür

$$v = 2\pi c \frac{h}{\lambda}.$$

Da der Wert von  $\frac{2h}{\lambda}$  zwischen  $\frac{1}{12}$  und  $\frac{1}{40}$  liegt, so resultiert, daß die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Welle 4- bis 15 mal größer ist als die Geschwindigkeit der Kreisbewegung.

$v$  nimmt ebenso wie der Radius  $q$  nach der Tiefe zu ab; bedeutet  $v_0$  die Orbitalgeschwindigkeit an der Oberfläche, so ist

$$v = v_0 \cdot e^{-2\pi \frac{z}{\lambda}}.$$

---

<sup>1)</sup> Bertins Abhandlungen über Wellenbewegung finden sich in: Mémoires de la Société des sciences naturelles de Cherbourg, tomes XV—XVIII et XXII.

Für Wellen in flachem Wasser sollen nur einige Erfahrungstatsachen angeführt werden. Nähert sich eine Welle dem Ufer, so verändert sie sich insofern, als sich ihre Länge und ihre Geschwindigkeit verkleinern, während ihre Höhe wächst. Je flacher das Ufer wird, um so größer wird die Reibung der unteren Wasserpartien auf dem Grunde; die oberen Partien der Welle werden den unteren immer mehr voraneilen, und die Welle überstürzt sich. Das ganze Gebilde fällt jetzt in sich zusammen und läuft, nachdem es den Hauptteil seiner kinetischen Energie verloren hat, nur mehr matt am Ufer aus. Von den Elementen der Welle bleibt einzig und allein die Periode bis zuletzt konstant, sie erleidet beim Übergange vom tiefen zum seichten Wasser keine Veränderung. Da man nun aus der Periode  $T$  die beiden anderen Elemente für tiefes Wasser berechnen kann, so genügt es, vom Ufer aus die Größe  $T$  zu beobachten, um daraus Länge und Geschwindigkeit der Wellen im offenen See zu erhalten.

Über die Größe der auf den Seen vorkommenden Wellen liegt noch sehr wenig Material vor. Gewöhnlich macht man sich, durch das imposante Schauspiel einer vom Sturm gepeitschten Wasserfläche beeinflusst, übertriebene Vorstellungen von der Größe der einzelnen Wellen. Immerhin kommen auf größeren Seen, wie dem Bodensee, Genfersee, Gardasee und ähnlichen, recht bedeutende Dimensionen vor. Forel gibt für die größten auf dem Genfersee beobachteten Wellen eine Periode von 5 sec, eine Länge von 20 m und eine Geschwindigkeit von 7,8 m/sec an. Die Höhe einer solchen Welle würde also nach den obigen Angaben schwanken zwischen  $\frac{1}{12}$  und  $\frac{1}{40}$  von 20 m, d. i. zwischen 1,7 m und 0,5 m.

Man kann nun nicht sagen, daß die Größe der Wellen mit der Größe der Seen abnimmt; gerade die verhältnismäßig kleinen Gebirgsseen zeigen oft einen Wellengang, wie er auf bedeutend größeren Flachlandseen vielleicht überhaupt nie zustande kommt. Man muß eben hier die meteorologischen Verhältnisse des betreffenden Sees in Betracht ziehen, d. h. vor allem die auftretenden Windstärken und dann den Winkel, unter welchem diese Winde die Wasserfläche treffen. Liegt z. B. ein See am Fuße eines steil abfallenden Gebirges, so können die dort häufig vorkommenden starken Fallwinde eine ganz ungeahnte Erregung der Wasser-

oberfläche hervorrufen, so daß die Schifffahrt während eines solchen heftigen Seeganges äußerst gefährlich werden kann.

Eine wichtige Erscheinung bei der Wellenbewegung bleibt uns noch zu betrachten übrig, die Erscheinung der Interferenz. Die täglichen Erfahrungen an einer bewegten Wasseroberfläche lehren uns, daß mehrere Arten von Wellenzügen gleichzeitig nebeneinander bestehen können. Wirft man z. B. zwei Steine in nicht zu weiter Entfernung voneinander ins Wasser, so entstehen um die Einwurfstellen zwei Systeme von kreisförmigen Wellenzügen, die sich begegnen und durchsetzen. Wir bemerken dabei, daß jedes System ganz ungehindert fortschreitet, gerade als ob das andere System überhaupt nicht vorhanden wäre. Ein bestimmtes Wasserteilchen wird also hier gleichzeitig von zwei voneinander unabhängigen Antrieben erfaßt und in Bewegung gesetzt. Es wird daher in Wirklichkeit eine Bahn beschreiben, die aus beiden Antrieben resultiert. Treffen an dem Teilchen gerade zwei gleich große Wellenberge zusammen, so wird es um die doppelte Höhe emporgehoben werden; treffen zwei gleich tiefe Täler zusammen, so muß es um die doppelte Tiefe hinabsinken. Wird aber ein Teilchen durch einen Wellenberg in die Höhe, durch ein ebenso großes Wellental gleichzeitig in die Tiefe zu ziehen gesucht, so muß es an seinem ursprünglichen Platze verbleiben und wird gar keine Bewegung ausführen; die Auf- und Abwärtsbewegung hebt sich gegenseitig auf. Eine solche gegenseitige Beeinflussung zweier oder mehrerer Wellenzüge, bei welcher die erwähnten Erscheinungen auftreten, heißt Interferenz.

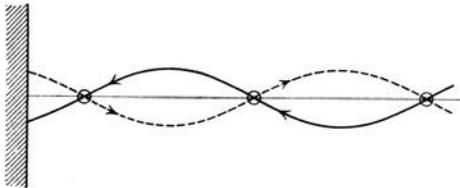
Denken wir uns eine gleichmäßig fortschreitende Welle. Jedes bewegte Wasserteilchen derselben kann man als Ursprung einer neuen kreisförmigen Welle auffassen. Da nun alle Teilchen der Welle solche Kreiswellen zu erregen suchen, so wird nach einer gewissen Zeit das Endergebnis des Zusammenwirkens aller Teilchen wieder eine gleichmäßig fortschreitende Welle sein; wir erhalten so den Zustand des Wellenzuges in einer späteren Zeit; er ergibt sich durch Interferenz sämtlicher kreisförmiger Wellen. Diese prinzipielle Auffassung über die Entstehung einer Welle rührt von Huygens her. Dieses Huygenssche Prinzip spielt zwar in der Mechanik der Wasserwellen eine weniger wichtige Rolle, aber in der Lehre von der Bewegung des Lichtäthers, in

der Optik, ist es zu großer Bedeutung gelangt und hat sehr befruchtend gewirkt auf die Erkenntnis der verschiedensten Lichterscheinungen.

Eine Anwendung des Prinzips auf die Wellenbewegung des Wassers soll noch kurz erwähnt werden. Ragt aus der Wasseroberfläche ein Felsen oder eine kleine Insel empor, so möchte man vermuten, daß, in der Richtung der ankommenden Wellen gesehen, dahinter vollständig ruhiges Wasser angetroffen wird. Dies ist aber in Wirklichkeit nicht der Fall und das Huygenssche Prinzip gibt uns die Erklärung hierfür. Denn jedes Teilchen der an dem Hindernis vorbeiziehenden Welle sendet wieder eine Welle aus, welche sich nach allen Seiten, also auch nach der hinter der Insel gelegenen Wasserfläche, ausbreitet. Es wird daher auch hier Wellenbewegung auftreten, allerdings in schwächerem Grade. Der geradlinig fortschreitende Wellenzug erleidet gleichsam eine Umbiegung, eine „Beugung“.

Interferenzerscheinungen treten auch auf, wenn geradlinige Wellen von einer Wand zurückgeworfen werden. Prallt die Welle unter einem gewissen Winkel gegen die Wand an, so wird sie unter demselben Winkel reflektiert; dabei überkreuzen sich der ankommende und der fortlaufende Wellenzug, und es werden dabei an bestimmten Stellen die Bewegungen sich aufheben. Trifft die Welle senkrecht gegen die Wand, so wird sie in sich selbst zurückgeworfen; jede nachfolgende Welle erleidet dasselbe Schicksal. Da sich nun bei der Reflexion die Phase der Bewegung umkehrt, so wird die zurückgeworfene Welle da ein Tal besitzen, wo sie als ankommende einen Wellenberg hatte und umgekehrt. In der Fig. 7 ist die ankommende Welle aus-

Fig. 7.



gezogen, die reflektierte gestrichelt gezeichnet. Folgen sich die Wellen in gleichen Intervallen, dann bilden sich sogenannte stehende Schwingungen aus, d. h. die Täler und Berge der

ankommenden und zurückgeworfenen Wellen fallen zusammen, die dazwischenliegenden Stellen, die Knotenpunkte der Schwingung, bleiben in Ruhe.

Endlich soll hier noch eine Erscheinung Erwähnung finden, die oft von praktischer Bedeutung werden kann. Es ist eine altbekannte Tatsache, daß heftiger Wellengang durch Aufgießen von Öl auf das Wasser besänftigt wird, oder daß man durch das Ölen die Entstehung von Wellen überhaupt hintanhalten kann. Seifenwasser soll eine noch bessere Wirkung haben wie Öl. Diese beruhigende Wirkung von Fettstoffen auf die Wellen läßt sich dadurch erklären, daß durch die Ausbreitung einer dünnen Fettschicht an der betreffenden Stelle die Oberflächenspannung bedeutend herabgemindert wird; zugleich wächst aber auch, nach Oberbeck<sup>1)</sup>, die Zähigkeit der Mischschicht von Öl und Wasser, wodurch das Entstehen von Wellen erschwert wird.

Bringt man einen Tropfen Öl auf das Wasser, so breitet er sich schnell auf eine große Fläche aus; die Dicke der Schicht kann also nur mehr gering sein. In der Tat haben wir es hier mit einer Dimension zu tun, die mit den gewöhnlichen Hilfsmitteln nicht gemessen werden kann. Man muß zu optischen Methoden seine Zuflucht nehmen, denn es hat sich herausgestellt, daß die Dicke der Schicht nur nach dem millionsten Teil eines Millimeters zu messen ist<sup>2)</sup>. So fand Plateau die Dicke einer solchen Ölschicht zu  $113\ \mu\mu$ , Sohncke bestimmte sie für Rüböl zu  $93\ \mu\mu$ ; es werden sogar noch kleinere Werte, bis zu  $50\ \mu\mu$ , angegeben. Die Dicke der Ölschicht ist auch berechenbar als Höhe eines Zylinders, dessen Volumen (Volumen des Öltropfens) und dessen Durchmesser bekannt ist.

Häufig sieht man inmitten eines bewegten Wassers ruhige Flächen; da diese Flächen wie fette Stellen aussehen, so hat man sie mit dem Namen „Ölflecke“ oder „taches d'huile“ belegt. Die chemische Untersuchung des Wassers solcher Stellen hat aber nichts Besonderes ergeben, daher glaubt Halbfäß<sup>3)</sup>, daß hier

---

<sup>1)</sup> A. Oberbeck, Über die Eigenschaften dünner Ölschichten auf einer Wasseroberfläche, Wied. Ann. **49**, 381 (1893).

<sup>2)</sup> In der Physik wird der tausendste Teil eines Millimeters mit dem griechischen Buchstaben  $\mu$ , der millionste Teil mit  $\mu\mu$  bezeichnet.

<sup>3)</sup> W. Halbfäß, Beitrag zur Kenntnis der Pommerschen Seen. Petermanns Mitt., Ergänzungsheft Nr. 136, 1901.

eine hydraulische Erscheinung, eine gewisse Form der Wasserbewegung, vorliege. Nach den Beobachtungen von Halbfaß treten diese taches d'huile nur bei schwachen Winden und zugleich geringer Bewölkung auf, niemals bei Windstille und wolkenlosem Himmel; „sie folgen jeder leisen Änderung der Windrichtung, der Windstärke, der Bewegung und dem Grade der Bewölkung. Es bilden sich thermische Ungleichheiten an der Oberfläche und dadurch ist in dem Oberflächenwasser eine Ungleichheit im spezifischen Gewicht gegeben, wodurch die Wellenbewegung des Wassers durch den schwachen Wind in ihrer Gleichmäßigkeit gehindert wird. Sind die Ursachen der unregelmäßigen Erwärmung verschwunden, so ist auch die Erscheinung selbst aufgehoben, und so erklärt sich das blitzschnelle Auftreten und Wiederverschwinden, sowie die wechselnde und unregelmäßige Form. Die taches d'huile sind also als eine durch thermische Zustandsänderungen verursachte Interferenzerscheinung von Wasserwellen aufzufassen“.

Diese Erklärung von Halbfaß ist aber nicht für alle ruhigen Flecke auf einem See anwendbar, denn manches Mal sind eben wirklich ölige, fetthaltige Stellen vorhanden. Solche bilden ebenfalls inmitten stärker bewegten Wassers größere oder kleinere, ziemlich scharf abgegrenzte Inseln ruhigeren Wassers. Sie sind besonders gut bei starkem Regen zu beobachten, wenn die ganze übrige Seefläche durch die auffallenden Regentropfen zu leichter Wellenbewegung erregt wird.

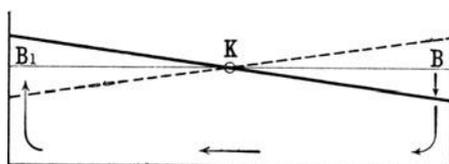
## 2. Stehende Wellen (Seiches).

Wir haben im vorhergehenden schon einen Fall von stehenden Schwingungen kennen gelernt bei der Betrachtung der Reflexion von Wellen. Was aber hier unter „stehenden Wellen“ im See gemeint ist, das ist eine jener Erscheinungen, welche schon früher als dem gewöhnlichen Beobachter meist nicht direkt wahrnehmbar gekennzeichnet wurde, obwohl dieses Phänomen die ganze Wassermasse eines Sees in Anspruch nimmt und daher die gewöhnlichen Wellen an Dimension bei weitem übertrifft.

Machen wir uns zuerst den Vorgang im kleinen klar. Als Apparat benutzen wir eine sogenannte Webersche Wellenrinne,

d. i. ein langes rechteckiges Glasgefäß, das mit Wasser angefüllt ist. In das Wasser bringen wir Korkspäne, um die Bahnen, welche die einzelnen Wasserteilchen beschreiben, studieren zu können. Übt man nun an dem einen Ende der Rinne auf die Oberfläche einen Druck aus, so wird die ganze Wassermasse in Schwingung geraten. Wiederholt man den Druck in passenden Zeitabständen, so kann man leicht stehende Wellen erhalten; diese unterscheiden sich von den fortschreitenden dadurch, daß sie ihren Ort nicht ändern: Wellenberge und Wellentäler entstehen hier durch senkrecht auf- und Niedersteigen der Flüssigkeit. An der Druckstelle bei  $B$  (Fig. 8), ebenso wie am gegen-

Fig. 8.



überliegenden Ende der Rinne bei  $B_1$  weicht die Wassermasse am weitesten von ihrer Gleichgewichtslage aus; man nennt diese Stellen Schwingungsbäuche. In der Mitte bei  $K$  bleibt das ursprüngliche Niveau unverändert, hier befindet sich die Knotenlinie der Schwingung (s. Fig. 8). Die Korkstückchen geraten mit in Bewegung und zwar alle bis auf den Grund der Rinne hinab, mag diese auch noch so tief sein. Es nimmt also die ganze Wassermasse an der Schwingung teil. Wird der Druck bei  $B$  ausgeübt, so strömt das Wasser von  $B$  nach  $B_1$  hin in Richtung der Pfeile; bei  $B$  wird eine Vertikalbewegung nach unten, bei  $B_1$  eine solche nach oben auftreten. Unter der Knotenlinie bei  $K$  strömt die Flüssigkeit von rechts nach links, die horizontale Bewegung ist hier am größten, die vertikale gleich Null. Hebt sich der Wasserspiegel bei  $B$  wieder, so kehren sich sämtliche eben beschriebenen Bewegungen um. Die Bahnen der einzelnen Wasserteilchen sind hier im Gegensatz zu früher keine geschlossenen Bahnen mehr, sondern sie führen nur eine hin und her schaukelnde Bewegung aus. Hat der Druck bei  $B$  aufgehört, so dauert die Schwingung der Wassermasse noch eine Zeitlang fort, sie wird aber allmählich gedämpft und erlischt endlich ganz.

Während der ganzen Zeit bleibt die Periode der Schwingung dieselbe, sie hängt also wie die der gewöhnlichen Pendelschwingungen bei kleinen Ausschlägen nicht von der Amplitude bei  $B$  und  $B_1$  ab.

Um dieselbe Schwingungsart bei höherem oder niederem Wasserstande in der Rinne zu erzeugen, muß, wie der Versuch lehrt, ein anderer Rhythmus bei der Druckerzeugung gewählt werden; die Periode ist also abhängig von der Tiefe; je seichter das Wasser, um so langsamer die Schwingung.

Der in Fig. 8 gezeichnete Fall ist die einfachste Schwingungsart, welche eine Wassermasse ausführt. Da hierbei nur eine Knotenlinie vorhanden ist, so nennt man diese Schwingung eine einknotige oder uninodale. Es lassen sich aber auch, bei entsprechender Änderung im Druckrhythmus, binodale oder auch plurinodale Schwingungen in demselben Gefäße mit derselben Wassermasse erzeugen. Bei einer binodalen Schwingung sind zwei Knotenlinien vorhanden, die um je ein Viertel der ganzen Achsenlänge von den Enden entfernt liegen; in der Mitte befindet sich ein Schwingungsbauch. Bei einer Überlagerung einer ein- und zweiknotigen Schwingung wird bei der nie ganz regelmäßigen Gestalt des Seebeckens, um einen Ausdruck aus der Lehre von den Tonempfindungen zu gebrauchen, kein einfach harmonisches Verhältnis zwischen beiden Schwingungen vorhanden sein; es treten also dabei Interferenzerscheinungen auf. Bei Aufzeichnung einfacher stehender Wellen durch die später zu besprechenden Apparate zeigen die erhaltenen Kurven einfache Gipfel (s. Fig. 9 bis 11 auf S. 28), die aus der eben besprochenen Überlagerung erhaltenen Wellenkurven besitzen aber zwei und zwar ungleich hohe Gipfel (s. Fig. 12 auf S. 28). Forel hat hierfür den Namen dichrote Schwingung eingeführt, d. h. Schwingung mit zwei Schlägen, entsprechend den dichroten Kurven, die man bei Aufzeichnung der Herzschläge bei gewissen Herzkrankheiten erhält.

Schwingt die Wassermasse nur in Richtung der Längsachse des Gefäßes, so nennt man eine solche stehende Schwingung eine longitudinale; schwingt sie in Richtung der kleineren Querachse, so nennt man sie eine transversale. Es können auch beide Arten vereinigt vorkommen. Man sieht, welche Mannigfaltigkeit von Schwingungsarten möglich ist.

Im Jahre 1828 hat Merian<sup>1)</sup> eine Formel aufgestellt, welche die Periode einer uninodalen Schwingung aus den Dimensionen eines rechteckigen Gefäßes berechnen läßt. Er fand für Gefäße mit horizontalem Boden:

$$T^2 = \frac{\pi l}{g} \cdot \frac{e^{\frac{\pi h}{l}} + e^{-\frac{\pi h}{l}}}{e^{\frac{\pi h}{l}} - e^{-\frac{\pi h}{l}}}.$$

Unter der Periode  $T$  ist hier die Zeit zwischen dem höchsten und dem niedersten Wasserstande an dem einen Ende der Rinne verstanden. Die ganze Schwingungsdauer ist also gleich  $2T$ .  $l$  bedeutet die Länge des Gefäßes,  $h$  die Wassertiefe, während  $g$ ,  $\pi$  und  $e$  dieselben Größen vorstellen wie früher auf S. 14 und 15. Ist die Länge  $l$  groß im Vergleich zur Tiefe  $h$ , ist also  $\frac{h}{l}$  ein kleiner Bruch, so läßt sich die Formel sehr vereinfachen:

$$T = \frac{1}{\sqrt{g}} \cdot \frac{l}{\sqrt{h}}.$$

Die Periode einer stehenden Schwingung ist also proportional der Länge des Wasserbeckens und umgekehrt proportional der Quadratwurzel aus der Tiefe.

Theoretisch sollte die binodale Schwingung eine halb so große Periode haben wie die uninodale; nach Forels Versuchen in der Wellenrinne ist dies aber nicht genau der Fall.

Ist der Boden des Gefäßes etwas geneigt, so verlängert sich die Schwingungsdauer, die Amplitude vergrößert sich auf der seichten Seite. Der Knoten verschiebt sich gegen die seichtere Seite hin.

Für den Fall, daß der Boden des Gefäßes eine unregelmäßige Gestalt zeigt, hat du Bois<sup>2)</sup> zur Berechnung der Periode eine Summenformel angegeben. Die Länge der stehenden Welle  $l$  ist die Hälfte der angenommenen fortschreitenden. Ferner denkt er sich die Längsachse des Gefäßes in lauter kleine als geradlinig anzusehende Teile zerlegt. Dann nimmt er immer das arith-

<sup>1)</sup> R. Merian, Über die Bewegung tropfbarer Flüssigkeiten in Gefäßen, S. 31. Basel 1828.

<sup>2)</sup> P. du Bois, Essai théorique des seiches, Arch. Gen. III, 25, 629.

metische Mittel der Wurzeln aus der Tiefe des Anfangs und des Endes eines solchen Teiles:

$$\frac{1}{2} (\sqrt{h_{n-1}} + \sqrt{h_n})$$

und berechnet daraus die Zeit, welche die Welle braucht, um dieses Stück zu durchlaufen. Die Summe aller dieser Zeiten ergibt dann die Periode der gesamten Schwingung:

$$T = \frac{1}{\sqrt{g}} \cdot \sum_{n=1}^{n=m} \frac{l_n}{\frac{1}{2} (\sqrt{h_{n-1}} + \sqrt{h_n})}$$

Alle diese bisher gemachten Angaben über künstlich erzeugte stehende Wellen finden nun ihre bemerkenswerte Anwendung in derjenigen Bewegungserscheinung der Seen, welche man als das Seiches-Phänomen bezeichnet. Eine erschöpfende Beschreibung und Aufzählung aller hierbei beobachteten Tatsachen kann ich hier im Rahmen dieses Buches natürlich nicht geben. Sehr ausführliche Mitteilungen hierüber gibt Forel, der eigentliche Erforscher dieses Gebietes, in seinem Werke: *Le Léman* 2, Lausanne 1895, auf S. 39 bis 213. Ferner sei auf die in S. Günthers Handbuch der Geophysik, 2. Aufl., 2, 1899, angegebene reichhaltige Literatur hingewiesen.

Im Jahre 1730 wurde von dem Genfer Ingenieur Duillier zum ersten Male die Beschreibung einer merkwürdigen Erscheinung am Genfer See gegeben, wonach seine Gewässer in regelmäßigen Zwischenräumen gegen das Genfer Ufer hin fluten und wieder zurückströmen. Er erzählt hierbei, daß am 16. September 1600 die Veränderung des Wasserstandes eine Höhe von fünf Fuß erreicht haben soll, so daß die Schiffe im Hafen mehrere Male des Tages auf dem Trockenen lagen. Seit jener Zeit sind ähnliche Vorkommnisse am Genfer See oft beobachtet worden. Man hat dort diesem Hin- und Herschwanken des Wasserspiegels den Namen „Seiches“ gegeben. Dieses Wort soll von sèche = trocken herkommen, wohl weil beim Zurückweichen des Wassers oft ganze Strecken des Seegrundes trocken werden. Die Bezeichnung Seiches ist, in Ermangelung einer passenden Übersetzung des Wortes in andere Sprachen, allgemein für die erwähnte Erscheinung in den Seen angenommen worden.

Solche Seiches sind nun im Laufe der Zeit in vielen anderen Seen nicht nur Europas, sondern auch anderer Erdteile beobachtet

worden. Sehr interessante Resultate lieferte z. B. der Plattensee<sup>1)</sup>. Dieser große, aber sehr wenig tiefe See (seine Länge beträgt 77 km, seine mittlere Tiefe nur  $3\frac{1}{2}$  m) läßt die Seichebewegung in seichtem Wasser sehr genau studieren. Die Periode ist hier, wie auch schon aus den Formeln zu schließen ist, sehr lang (bis zu 12 Stunden), die Dämpfung aber auch außerordentlich groß, so daß die Beobachtungen sehr erschwert sind. Neuerdings wurden eingehende Untersuchungen auch in Italien<sup>2)</sup>, sowie an unseren bayerischen Seen<sup>3)</sup> vorgenommen. Es wäre zu wünschen, daß gerade die letztgenannten Seen in noch ausgedehnterem Maße zum Seichesstudium herangezogen würden; denn sowohl ihrer Lage als auch ihrer Gestalt nach bieten dieselben für jede Art der Seenforschung die denkbar günstigsten Objekte dar.

Alle früheren Nachrichten über Seiches beruhen nur auf gelegentlichen Beobachtungen; erst Forel hat seit dem Jahre 1869 das Phänomen einer wissenschaftlichen Behandlung unterzogen. Nach mühevollen Arbeiten gelang es ihm, aus der Diskussion seiner Forschungsergebnisse den Schluß abzuleiten, daß man es bei den Seiches mit stehenden Wellen zu tun habe, welche die ganze Wassermasse eines Sees ergreifen; er konnte ferner konstatieren, daß dieselben, obwohl für gewöhnlich dem unbewaffneten Auge nicht sichtbar, fast immer in einem See vorhanden sind, ja, wie neuere Untersuchungen gezeigt haben, sogar bei Eisbedeckung, daß also ein See, wenn seine Oberfläche auch vollständig ruhig erscheint, dennoch fortwährend innerlich in Bewegung ist, und gleich einem lebenden Organismus in gewissen, sich gleichbleibenden Perioden gewissermaßen seine langsamen Atemzüge wiederholt. Forel hat uns somit ein ganz merkwürdiges, höchst interessantes Naturschauspiel größten Maßstabes erschlossen.

---

<sup>1)</sup> E. v. Cholnoky, Wissenschaftl. Erforschung des Plattensees 1 u. 3. Wien 1897.

<sup>2)</sup> L. Palazzo, La stazione limnologica di Bolsena, Roma 1904, presso la Società geogr. Ital.

<sup>3)</sup> H. Ebert, Period. Seespiegelschwankungen, beobachtet am Starnberger See, Sitz.-Ber. d. kgl. bayer. Akad. d. Wissensch. 30, 1900, Heft III; H. Ebert, Seespiegelschwankungen am Starnberger See, Jahresber. d. geogr. Gesellsch. in München für 1900/01; A. Endrös, Seeschwankungen, beobachtet am Chiemsee, Doktor-Dissert. der kgl. Techn. Hochschule in München 1903.

Bei seinen ersten Versuchen bediente sich Forel eines einfachen Instrumentes; es sollte ihm auch bloß zur Ermittlung der Periode der Schwankungen dienen. Er legte in der Nähe des Ufers ein kleines Wasserbassin an und stellte durch einen Heber die Verbindung mit dem See her. In dem Heber befand sich ein kleiner Schwimmer, welcher beim Steigen des Sees gegen das Bassin, beim Zurückweichen der Wassermassen gegen den See zu getrieben wurde. Diesen Apparat nannte Forel ein Plemyrameter, Flutmesser.

Die jetzt gewöhnlich zum Seichesstudium benutzten Instrumente sind selbstregistrierende Pegel, Limnimeter genannt, die nach Angaben von Forel, Plantamour und Ed. Sarasin konstruiert sind. Sarasin legte bei seinen Verbesserungen das Hauptgewicht auf die leichte Transportfähigkeit des Instrumentes, damit es bequem von einem Punkte des Sees nach einem anderen gebracht werden kann. Das Prinzip dieser „Limnimètres enregistreurs transportables“ ist kurz folgendes<sup>1)</sup>. Die Vertikalbewegung eines Schwimmers beim Steigen und Fallen des Sees wird in sinnreicher Weise dadurch, daß die Aufhängung über eine Rolle geführt ist, in Drehbewegung umgewandelt. Durch eine Achse wird diese Bewegung auf eine zweite vertikal stehende, gezahnte Scheibe übertragen. Ein in senkrechter Rohrführung befindlicher Stift wird durch die Drehung der Scheibe hin und her bewegt und zwar um ebenso viel, als der Schwimmer sich auf und ab bewegt. Unter dem Stifte wird durch ein Uhrwerk ein Papierstreifen vorbeigezogen. Durch einen zweiten Stift wird auf dem Streifen die Zeit markiert, so daß man für jede aufgezeichnete Schwingung die Zeit, wann sie stattgefunden hat, ablesen kann. Die Ordinaten der durch den ersten Stift erhaltenen Kurven (Limnogramme) geben direkt die Amplituden der Schwingungen an.

Die Seiches bestehen, wie schon erwähnt, in einer rhythmischen Bewegung der ganzen Wassermasse eines Sees; diese schwingt dabei um gewisse feste Linien, deren Anzahl je nach der erregenden Ursache oder nach der Beschaffenheit des Seebeckens verschieden sein kann. Es können also ein-, zwei-

---

<sup>1)</sup> Eine ausführliche Beschreibung von H. Ebert findet sich in der Zeitschr. f. Instr.-Kunde 21, Heft 7, S. 193, 1901.

und mehrknotige, auch dichrote Seiches auftreten, wobei sowohl longitudinale als auch transversale Schwingungsrichtung möglich ist.

Die Periode einer Schwingung hängt, wie die Meriansche oder die du Boissche Formel lehrt, von der Länge und Tiefe des Sees ab. Für die einknotigen Seiches stimmt die Theorie meist gut mit den Beobachtungen überein. So ergibt sich für die Hauptschwingung des Chiemsees eine berechnete Periode von 42,22 Minuten, während die beobachtete 42,83 Minuten beträgt. Einige Unsicherheiten werden ja bei der Berechnung immer mit herein kommen, da sich die Größen für die in die du Boissche Formel einzuführenden Tiefen nie ganz genau feststellen lassen.

Ändert sich der Wasserstand eines Sees, so wird dadurch sowohl die Tiefe wie auch, wenigstens bei flachen Ufern, die Länge der Schwingungsachse eine andere. Die Periode muß sich also nach der Theorie auch ändern. Dies ist tatsächlich der Fall, und zwar stimmen auch hier die beobachteten Werte im allgemeinen gut mit den theoretischen überein.

Besteht ein Seebecken hauptsächlich aus einer langen schmalen Wanne, so wird in ihm eine longitudinale Hauptschwingung vorherrschen. Diese Haupt- und Grundschwingungen können unter Umständen allein vorhanden sein, meist aber werden gleichzeitig Oberschwingungen mit auftreten.

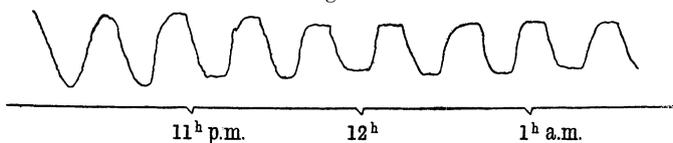
Je vielgestaltiger die Form des Beckens ist, um so mehr Schwingungsarten werden möglich sein. So zählte Endrös am Chiemsee acht Arten von stehenden Schwingungen. Die Übereinanderlagerung der Bewegungen erschwert selbstverständlich die Beobachtungen sehr, da die Form der vom Linnimeter gezeichneten Kurven äußerst kompliziert wird.

Nachstehend seien vier Linnogramme (Fig. 9 bis 12) mitgeteilt, welche ich der Güte des Herrn Professor Dr. Ebert verdanke<sup>1)</sup>. Fig. 9 zeigt das Ausklingen einer durch einen heftigen Sturm erregten Schwingung des Starnberger Sees. Man sieht, wie beim Nachlassen der erregenden Ursache die Amplituden immer kleiner werden, während die Periode konstant

---

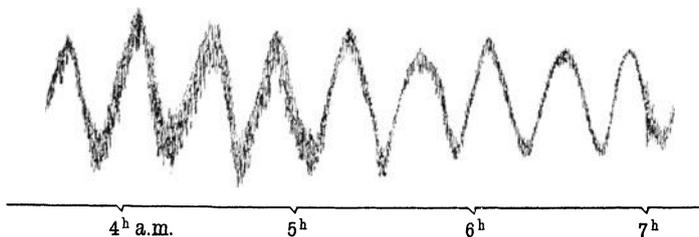
<sup>1)</sup> Die Figuren stammen aus der schon zitierten Beschreibung des Sarasinschen Linnimeters in der Zeitschr. f. Instr.-Kunde.

Fig. 9.



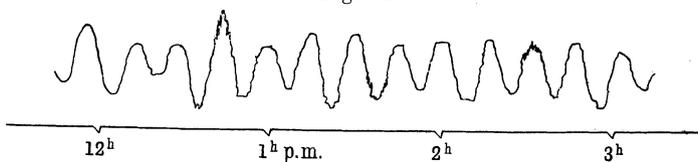
Ausklingen der durch den Weststurm am 29. Mai 1901 veranlaßten Hauptschwingung (Starnberger Limnimeter, 29./30. Mai).

Fig. 10.



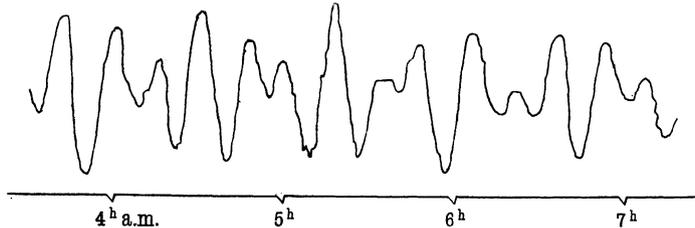
Starker Weststurm (Kempfenhausener Limnimeter, 29. Mai 1901).

Fig. 11.



Oberschwingung (Kempfenhausener Limnimeter, 23. August 1900).

Fig. 12.



Interferenz von Grund- und Oberschwingung (Kempfenhausener Limnimeter, 25. August 1900).

bleibt. In Fig. 10 ist die Kontur der Kurve verwaschen; der registrierende Stift wurde hier durch starken Wellengang kräftig hin und her bewegt. Die allgemeine Form der Seicheskurve ist aber dadurch nicht im mindesten beeinträchtigt. Fig. 11 gibt eine Oberschwingung des Sees an, die zu dieser Zeit ganz allein vorhanden war. Die gewöhnliche zusammengesetzte Form eines Limnogrammes sehen wir in der letzten Kurve, Fig. 12. Hier sind Haupt- und Oberschwingung zu gleicher Zeit vorhanden; es ist dies der Fall einer dichroten Schwingung. Die Amplituden sind in allen vier Figuren in etwa drei Viertel natürlicher Größe gezeichnet.

Die Dimension der mit dem Namen Seiches bezeichneten stehenden Wellen eines Sees ist eine enorme. Der Starnberger See hat z. B. eine Länge von 19,6 km; bei einer einknotigen Schwingung beträgt die Wellenlänge aber, wie wir gesehen haben, das Doppelte der Seelänge, hier also rund 39 km. Die Hauptschwingungsachse im Genfer See ist 72 km lang, die Wellenlänge ist 144 km! Die Vertikalerhebungen, d. h. die maximale Höhe der Schwingungsbäuche, ist bei den Seiches sehr verschieden. Gewöhnlich ist die Abweichung vom normalen Wasserstande sehr gering, etwa im Betrage von einigen Millimetern; manches Mal aber kommen Amplituden von ziemlicher Größe vor. Die größte bisher bekannte Seiche ist am 3. Oktober 1841 in Genf beobachtet worden. Die Differenz zwischen höchstem und tiefstem Wasserstande betrug 1,87 m.

Diese verschiedenen Größen der Amplituden führen uns endlich noch auf die Frage nach der Ursache der Seiches überhaupt. Wie bei den meisten Naturerscheinungen, so kann auch hier nicht von einer einzigen Ursache die Rede sein, sondern es wird immer des Zusammenwirkens mehrerer Faktoren bedürfen, um die ganze Wassermasse eines Sees in stehende Schwingungen zu versetzen. Es liegen leider noch zu wenig Beobachtungsreihen vor, um hier sichere Angaben machen zu können. Von der Vermutung, daß die Seichesbewegung analog der Ebbe und Flut durch kosmische Kräfte verursacht sein könnte, ist man bald wieder abgekommen. Die Erscheinung der Gezeiten ist bisher überhaupt nur an einem einzigen See, dem Michigansee, beobachtet worden. Manche Forscher glaubten, Erderschütterungen oder Erdbeben zur Erklärung der Seiches herbeiziehen zu sollen. Aber Forel

weist wohl mit Recht darauf hin, daß die Erdbebenstöße eine viel zu kurze Dauer haben, als daß sie als Ursache der langsamen Seichesschwingungen aufgefaßt werden könnten. Ferner bemerkte schon S. Günther<sup>1)</sup>, daß die Seen auch in solchen Gegenden, wo Erderschütterungen äußerst selten sind, die Seicheserscheinung zu jeder Zeit aufweisen. Von vornherein wird es wohl am einleuchtendsten sein, meteorologische Faktoren, wie plötzliche Luftdruckschwankungen, oder Änderungen in der Windrichtung und Windstärke als Erreger der stehenden Wellen anzusehen. Man hat nun dadurch, daß man neben einem Sarasinschen Linnimeter auch selbstregistrierende Barometer und Windmesser, sogenannte Anemometer, aufgestellt hat, wirklich einen Zusammenhang zwischen den Bewegungen im Luftmeer und den Seiches konstatieren können. Solche Drucke (in positivem und negativem Sinne), wie sie das plötzliche Fallen oder Steigen des Barometers anzeigt, oder wie sie durch Windstöße hervorgerufen werden, sind meist im Augenblicke ihres Entstehens lokaler Natur; sie werden also nur auf einen verhältnismäßig kleinen Teil der Seeoberfläche einwirken und können so sehr wohl ein Schwanken der Wassermassen verursachen. Besonders auffallend ist das zeitliche Zusammenfallen von sogenannten Gewitternasen auf dem Papierstreifen eines Registrierbarometers und einem plötzlichen Anwachsen der Amplituden der Seiches.

Erst weitere Beobachtungen, wie solche auf Veranlassung Professor Eberts gegenwärtig am Chiemsee im Gange sind, werden die Frage nach den Ursachen der Seichesbewegung klarer und sicherer beantworten lassen, als dies bei dem jetzigen Stande unserer Kenntnisse möglich ist.

### 3. Strömungen.

Außer den Schwingungen, welche die Wasserteilchen eines Sees unter dem Einfluß verschiedener Ursachen ausführen, kommen noch andere, fortschreitende Bewegungen in Betracht, welche wir unter dem Namen Strömungen zusammenfassen wollen.

---

<sup>1)</sup> S. Günther, Luftdruckschwankungen und ihr Einfluß auf die festen und flüssigen Bestandteile der Erdoberfläche. Bayer. Gymnasialblätter 2, 136 ff. (1865).

An der Mündung eines Flusses oder Baches in den See findet eine kleine Anschwellung der Wassermassen über das mittlere Niveau statt, an der Ausflußstelle eine kleine Vertiefung. Da also zwischen beiden Orten ein Gefälle vorhanden ist, so wird das Wasser in Strömung geraten. Diese Strömung ist natürlich außerordentlich gering, so daß sie sich meist der Beobachtung entzieht. Nur an der Ein- und Ausflußstelle selbst wird man eine lebhaftere Bewegung des Wassers wahrnehmen können.

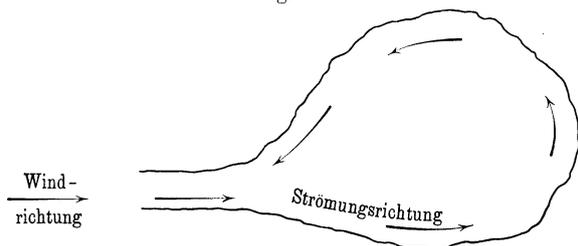
Eine andere Art von Strömung haben wir schon zu erwähnen Gelegenheit gehabt. Sie tritt bei den Seiches auf. An den beiden Schwingungsbäuchen bewegen sich die Wasserteilchen hauptsächlich in vertikaler Richtung, unter den Knotenlinien dagegen nur horizontal. Die Meinung einiger Forscher geht nun dahin, daß die bekannte Erscheinung des „Rinnens“ eines Sees mit diesen Unterströmungen zusammenhänge. Dieses Rinnen besteht darin, daß übereinanderliegende Wasserschichten große Verschiedenheiten in der Strömungsgeschwindigkeit haben, so daß dadurch den Fischern oft die Netze fortgerissen werden. Ule hat am Starnberger See die Geschwindigkeit einer solchen Strömung gemessen, indem er eine Flasche 50 cm tief in den See hinab ließ. Die Flasche trieb in 15 Minuten etwa 100 m weit, es ergab sich also eine Geschwindigkeit von 10 bis 15 cm pro Sekunde. Ule bemerkt ausdrücklich, daß der Versuch bei vollkommen ruhigem Wetter ausgeführt wurde. Um den Zusammenhang dieses Rinnens mit den durch die Seiches hervorgerufenen Bewegungen unzweideutig festzulegen, ist es nötig, daß ähnliche Versuche, wie sie Ule anstellte, gerade an den Knotenlinien der stehenden Schwingung ausgeführt werden, dann aber auch an beliebigen anderen Stellen des Sees, um sich zu überzeugen, daß hier die Bewegung geringer ist. Sollte sich die Identität beider Bewegungen nachweisen lassen, so wäre es vielleicht angezeigt, nach dem Vorschlage von Ule das Fremdwort „Seiches“ durch das deutsche Wort „Rinnen“ zu ersetzen.

Neuerdings neigt man sich allerdings mehr der Ansicht zu, daß das Rinnen eine Ausgleichsbewegung sei, die daher rührt, daß sich zwei in labilem Gleichgewicht gelegene Schichten verschiedener Temperatur vermischen. Man müßte demnach das Rinnen besonders nach kalten, windstillen Herbstnächten beobachten können, wenn die Oberfläche sich stark abgekühlt hat

und nun ihre Temperatur sich mit derjenigen tiefer liegender wärmerer Schichten ausgleicht.

Starke Winde können durch Stauwirkung ziemlich bedeutende Strömungen hervorbringen. Das Wasser fließt an der Oberfläche mit dem Winde dem jenseitigen Ufer zu; dort sinkt es unter und strömt in entgegengesetzter Richtung in einer gewissen Tiefe, die hauptsächlich von den thermischen Verhältnissen abhängt, wieder zurück. Ist der See zu seicht, um einen solchen Gegenstrom aufkommen zu lassen, so entsteht an der Oberfläche meist eine kreisförmige Strömung. Auf dem Chiemsee wurde diese Erscheinung schon des öfteren beobachtet; weht nämlich der Wind über eine seichte Bucht hin, so wird das Wasser dem nächst gegenüberliegenden Ufer zu getrieben und fließt dann dem ganzen übrigen Ufer entlang wieder zum Ausgangsorte zurück (s. die schematische Zeichnung Fig. 13).

Fig. 13.



Endlich können Strömungen in den Seen auch verursacht sein durch Ausgleichsbewegungen verschieden dichten Wassers. Solche Dichteunterschiede können herrühren von im Wasser gelösten Substanzen, von Salzen oder organischen Stoffen, die durch Zuflüsse dem See zugeführt werden, oder von Temperaturdifferenzen in den einzelnen Schichten. Mischen sich solche Wassermassen bei starkem Wellengange oder durch Untersinken von kälteren, dichteren Partien, so entstehen jene gewaltigen Zirkulationen in den Seen, die man als thermische Konvektionsströme bezeichnet. Diese treten besonders stark im Herbst bei der Abkühlung der Seen auf. Obwohl sie eine großartige Rolle in der jährlich sich wiederholenden physikalischen Umwälzung in den Seen spielen, so kann man diese Strömungsart doch nur selten direkt wahrnehmen. Am besten gelingt dies noch,

wenn man innerhalb der thermischen Sprungschicht (s. später) einen Gegenstand mit großer Oberfläche, z. B. eine Scheibe, einige Male rasch auf und ab bewegt. Durch die Vermischung der sehr verschieden dichten Wasserschichten wird infolge von Schlierenbildung die Durchsichtigkeit an jener Stelle etwas geringer werden, als dies zuerst bei thermischem Gleichgewicht der Fall war. Immerhin ist die Beobachtung dieser Strömungsart nur sehr selten und nur unter ganz bestimmten Vorbedingungen möglich.

---

## Zweiter Teil.

### Akustik.

---

Die akustischen Eigenschaften, welche an Seen zu beobachten sind, lassen sich schnell erledigen, sind sie ja doch auch nicht in dem Maße wie die Wellenbewegung oder gar wie die Seiches lediglich an das Vorhandensein einer größeren Wassermasse, eines Sees, gebunden. Immerhin müssen wir hier zwei Erscheinungen in Betracht ziehen, nämlich die Fortpflanzung des Schalles im Wasser und die Fortpflanzung des Schalles an der Oberfläche eines Sees.

#### 1. Fortpflanzung des Schalles im Wasser.

Der Genfer See war wie bei so vielen Seestudien auch hier wiederum Zeuge der ersten Untersuchungen, die über die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Schalles in süßem Wasser in den Jahren 1826 und 1841 von Daniel Colladon im Verein mit Prof. Müller aus Nyon angestellt wurden. An einem Orte wurde eine Glocke unter Wasser zum Tönen gebracht und zu gleicher Zeit eine Menge Pulver entzündet; an einer anderen 13,487 km entfernten Stelle des Sees beobachtete man den Moment der Lichterscheinung und den des Eintreffens des Tones. Als Zeitdifferenz ergab sich 9,4 Sekunden. Daraus berechnet sich die Geschwindigkeit des Schalles, d. h. die Wegstrecke, welche er im

Wasser in einer Sekunde zurücklegt, zu 1435 m/sec. In der Luft ist seine Fortpflanzungsgeschwindigkeit nur etwa 330 m/sec; die Schallwellen gelangen also durch das Wasser etwa  $4\frac{1}{2}$  mal so schnell in unser Ohr als durch die Luft.

Die Schallbewegung ist eine Art von Wellenbewegung; die Teilchen des betreffenden Mediums bewegen sich aber hier nicht, wie bei den Wasser- oder Lichtwellen, senkrecht zu ihrer Fortschrittsrichtung (transversal), sondern in ihrer Fortschrittsrichtung (longitudinal) hin und her, eine periodisch wechselnde Verdünnung und Verdichtung erzeugend. Bei theoretischen Betrachtungen muß also hier auf die elastischen Verhältnisse des Mediums Rücksicht genommen werden, bei Flüssigkeiten speziell auf die Fähigkeit, sich zusammenpressen zu lassen. Bedeutet  $v$  die Fortpflanzungsgeschwindigkeit,  $\delta$  die Dichte,  $C$  eine physikalische Konstante des Wassers, den sogenannten Kompressionsmodul<sup>1)</sup>, so gilt die Formel:

$$v = \sqrt{\frac{C}{\delta}}.$$

Als theoretischen Wert der Schallgeschwindigkeit in Wasser erhält man hiernach  $v = 1410$  m/sec, ein Wert, der sehr wohl mit dem Beobachtungsergebnisse übereinstimmt.

Ist das Wasser einmal in Schallschwingungen versetzt, so erhalten sie sich lange Zeit darin. Der erzeugte Ton wird auch mit großer Stärke weit fortgetragen werden, und man wird in Entfernungen, in denen man durch Vermittelung der Luft nichts mehr hören kann, im Wasser noch Schallwahrnehmungen machen können. So hat Colladon beobachtet, daß man das Geräusch beim Aufziehen der Ankerkette eines Schiffes noch auf 3 bis 4 km Entfernung im Wasser deutlich hörte, obwohl der Schall nicht einmal geradlinig zum Ohr gelangen konnte, da zwischen beiden Orten eine Landzunge gelegen war

## 2. Fortpflanzung des Schalles an der Oberfläche eines Sees.

Die Hörweite an der Oberfläche eines stehenden Gewässers ist verschieden je nach den Umständen, die gerade herrschen.

---

<sup>1)</sup> Der Kompressionsmodul ist der in absolutes Maß umgerechnete reziproke Wert des auf S. 5 definierten Kompressibilitätskoeffizienten.

Starker Wind beeinträchtigt naturgemäß die Wahrnehmung selbst sehr naher Geräusche. Ein ähnliches Hindernis bietet eine ungleiche Schichtung der Atmosphäre über dem See; stoßen nämlich warme und kalte oder feuchte und weniger feuchte Luftpartien hart aneinander, so geschieht die Fortleitung der Schallwellen nicht gleichmäßig, da verschiedentlich Reflexionen auftreten, der Schall wird zerstreut. Unter gewöhnlichen atmosphärischen Verhältnissen oder auch bei Nebel, d. h. bei sehr starkem Feuchtigkeitsgehalt der Luft, hört man oft erstaunlich weit auf dem Wasser, zumal bei ruhiger Oberfläche. Man ist manches Mal überrascht, was man da noch alles hören kann. Jeder Seebesucher hat vielleicht schon die Beobachtung gemacht, daß man, besonders abends, wenn in der Natur Ruhe herrscht, den Gesang oder ein Gespräch von Personen hören konnte, die in einem Kahne weit draußen auf dem See fuhren. Ich selbst erinnere mich eines besonders drastischen Falles am Walchensee. Ich befand mich auf dem See, etwa 2 km von einem Orte am Ufer entfernt, wo Felssprengungen vorgenommen wurden. Die Detonationen wurden an meinem Beobachtungsorte so enorm stark vernommen, daß man hätte meinen können, es würden mehrere Kanonen zu gleicher Zeit abgefeuert.

---

### Dritter Teil.

## Optik.

---

Die Optik lehrt uns die Lichterscheinungen kennen, sie führt uns ein in das Gebiet des ästhetischen Naturgenusses, wo nicht nur der Forscher, sondern auch der die Schönheit suchende Naturfreund, der Künstler, zu seinem Rechte kommt. Wir lernen hier jene Eigenschaften der Seen kennen, welche jedem Besucher vor allen anderen in die Augen fallen; es sind aber auch jene, welche einen Hauptteil der Schönheit eines Sees ausmachen: ich meine damit die Durchsichtigkeit und die Farbe des Wassers.

## 1. Durchsichtigkeit des Seewassers.

Bringen wir reines Quellwasser in eine Flasche und sehen hindurch, so scheint es vollständig durchsichtig zu sein. Füllen wir es aber in eine lange Röhre, stellen vor das eine Ende ein Licht und betrachten dieses Licht vom anderen Ende her, so werden wir außer einer gewissen Farbenerscheinung, auf die hier vorläufig noch nicht eingegangen werden soll, das Licht bedeutend geschwächt erblicken. Wir haben hier die allen Körpern gemeinsame Eigenschaft der Lichtabsorption vor uns. Die Schwingungen der Lichtwellen werden auf ihrem Wege durch den Körper hindurch gedämpft, sie werden schwächer und schwächer und klingen endlich ganz ab. Das Wasser ist nun auch ein solcher absorbierender Körper; obwohl seine Absorption nur verhältnismäßig gering ist, so kann es doch keineswegs als vollkommen durchsichtig bezeichnet werden.

Nehmen wir wieder eine Flasche und füllen diesmal nicht Quellwasser, sondern das Wasser eines Sees hinein, so werden wir bemerken, daß eine Menge sehr kleiner Teilchen, sagen wir Staub, darinnen herumschwimmt. Schicken wir nun gar mittels einer Sammellinse konzentriertes Sonnenlicht oder das Licht einer Bogenlampe hindurch, so können wir sehen, wie es in diesem Wasser von kleinsten Teilchen wimmelt. Jedes solches Teilchen wirkt aber als Schirm gegen das Licht, und je mehr solcher Teilchen dem eindringenden Lichte entgegenstehen, um so weniger Licht wird hindurchdringen.

Wir haben also zwei verschiedene Erscheinungen, welche die Durchsichtigkeit des Wassers beeinflussen: Die Absorption und die Schirmwirkung schwimmender Teilchen oder, wie Forel dies nennt, die Okkultation. Beide Faktoren bewirken eine mit der Tiefe zunehmende Schwächung des in den See eindringenden Lichtes.

Die kleinen suspendierten Teilchen haben aber noch eine Eigenschaft, sie verteilen nämlich das auf sie fallende Licht nach allen Seiten; man sagt: sie reflektieren diffus. Daher kommt es, daß das Wasser eines Sees eine gleichmäßige allgemeine Helligkeit zeigt, ähnlich wie es beim blauen Himmelsgewölbe oder auch bei bedecktem Himmel der Fall ist.

Doch auch dieses diffuse Licht nimmt mit der Tiefe ab, und ist der See nur genügend tief, so wird sich von einer gewissen Zone an überhaupt kein Licht mehr nachweisen lassen, dort herrscht dann vollständige Dunkelheit.

Die Menge des in den See eindringenden Lichtes hängt von verschiedenen Umständen ab. Die Lichtquelle, die hier fast ausschließlich in Betracht kommt, ist die Sonne. Steht die Sonne hoch, fallen also die Strahlen steil in den See ein, so wird die Erleuchtung größer sein als bei niederem Sonnenstande. Infolge der Reflexion an der Oberfläche des Sees wird ein großer Teil des auffallenden Lichtes für das Innere des Sees verloren gehen. Dieser Verlust ist am geringsten, wenn der See ruhig ist; bei Wellengang ist die Gesamtoberfläche bedeutend größer, daher auch mehr Möglichkeit gegeben zu einer Reflexion des auffallenden Lichtes. In diesem Falle dringt also weniger Licht in den See ein.

Der Durchsichtigkeitsgrad des Wassers eines Sees läßt sich auf zwei verschiedene Weisen bestimmen. Die einfachste Methode ist die, daß man diejenige Tiefe feststellt, bis zu welcher man einen versenkten Gegenstand eben noch sehen kann; die andere Methode sucht direkt die Grenze auf, bis zu welcher überhaupt noch Licht vordringt.

#### A. Bestimmung der Durchsichtigkeit durch Versenken eines Gegenstandes.

Die ersten Versuche dieser Art wurden im Meere vorgenommen, viel später erst hat man dann diese Methode auch auf die Seen angewandt. Man bringt Gegenstände mit großer, heller Oberfläche, meist weiß gestrichene Scheiben, ins Wasser und beobachtet sie so lange, bis sie verschwinden. Die so gefundene Tiefe bezeichnet man direkt als Sichttiefe des betreffenden Gewässers.

Der erste, der solche Versuche angestellt hat, dürfte wohl Graf Xavier de Maistre<sup>1)</sup> gewesen sein, der schon im Jahre 1832 im Golf von Neapel weiße Scheiben zur Bestimmung der Sichttiefe versenkte. Später nahm dann J. R. Lorenz Ritter von

---

<sup>1)</sup> Bibliothèque universelle 51, 259 (1832).

Liburnau ähnliche Versuche im Quarnerischen Golf vor (1858 bis 1861). Er bediente sich damals<sup>1)</sup> eines Apparates, der zugleich auch zum Schöpfen von Wasser aus beliebiger Tiefe und zur Messung von Tiefentemperaturen diente. Der Hauptkörper dieses Apparates bestand in einem hohlen Blechzylinder mit Ventilen, dick weiß angestrichen. Der Deckel des Zylinders hatte einen Durchmesser von 4 Wiener Zoll = 10,5 cm. Einige Jahre später hat Pater Secchi<sup>2)</sup> dieselbe Methode, nur mit größeren Scheiben, bei seinen Forschungen im Mittelländischen Meere auf der päpstlichen Korvette *L'Immacolata Concezione* angewandt. Es ist daher der Name *Secchische Scheibe* vorgeschlagen worden, doch glaube ich, man sollte, da Dr. Lorenz schon früher Scheiben, wenn auch kleinere, benutzte, den Lorenzschen Namen, nämlich „Scheibensystem“, für diese Art von Messung acceptieren. Später haben dann auch Krümmel, Forel u. a. solche Sichttiefenmessungen an den verschiedensten Orten der Erde angestellt. Wiederum dürfte es Lorenz gewesen sein, der zuerst sein Scheibensystem in größerem Maßstabe auf Seen angewandt hat. Außer dem Hallstätter See im Salzkammergute wurden und werden gegenwärtig von ihm noch mehrere Seen Österreichs in dieser Weise untersucht. In den bayerischen Seen ist das Scheibensystem von Ule<sup>3)</sup> und mir<sup>4)</sup> angewandt worden.

Die Dimension der Scheiben schwankte bei den früheren Messungen zwischen den verschiedensten Größen; es wurden Durchmesser von nur 20 cm verwendet, aber auch solche von 2,37 m (Secchi). Daß dies ein Mißstand ist, liegt klar auf der Hand. Denn es ist einleuchtend, daß man einen kleinen Gegenstand in großer Entfernung eher aus dem Auge verliert als einen großen. Daher sind auch leider die von den verschiedenen Forschern bisher mitgeteilten Sichttiefen nicht miteinander vergleichbar. Bis zu geringen Sichttiefen, etwa bis zu 10 m, ist ja

---

<sup>1)</sup> Nach gütigen persönlichen Mitteilungen des Herrn Dr. Lorenz v. Liburnau; der Apparat ist auch beschrieben in seinem Werke: *Physikalische Verhältnisse und Verteilung der Organismen im Quarnerischen Golf*. Wien 1863, S. 83 ff.

<sup>2)</sup> A. Secchi, *Esperienze per determinare la trasparenza del mare*. In Q. Cialdi, *Sul moto ondosu del mare*, p. 258, Roma 1866.

<sup>3)</sup> W. Ule, *Der Würmsee*, 1901.

<sup>4)</sup> O. v. Aufsess, *Die Farbe der Seen*, Inaug.-Diss., München 1903.

der Unterschied noch nicht so merkbar, denn in solchen Tiefen sind eben auch Scheiben von 20 cm Durchmesser immerhin noch deutliche Objekte; kommen aber größere Tiefen in Betracht, wie dies bei unseren klaren Gebirgsseen sehr oft der Fall ist, so können verschieden große Scheiben sehr merkbare Unterschiede in den Messungen ergeben. Secchi gibt z. B. selbst an, daß er mit seiner Scheibe von 2,37 m Durchmesser eine Sichttiefe von 35,5 m fand, während eine kleine Scheibe von 0,43 m Durchmesser nur 29,5 m ergab. Es wäre also sehr wünschenswert, wenn bei allen Sichttiefenmessungen in der Zukunft dieselbe Scheibengröße in Verwendung käme. Als solche empfiehlt sich ein Durchmesser von 1 m, da dann die Scheibe noch handlich ist und für alle vorkommenden Sichttiefen ein noch genügend großes Beobachtungsobjekt darbietet.

Damit die Scheibe beim Herausziehen durch den außerordentlichen Widerstand der darauf lastenden Wassersäule nicht durchgebogen werden kann, um sie aber auch wiederum nicht zu schwer zu machen, wird sie am besten aus dickem, verzinktem Eisenblech hergestellt. Als haltbarer Anstrich empfiehlt sich weißer Emailack, der dreimal aufgetragen wird. An drei Stellen der kreisförmigen Peripherie werden Stricke oder Drahtseile befestigt, die sich in einer Höhe von etwa 2 m über der Scheibe vereinigen. Hier ist dann das Drahtseil festgemacht, mit welchem die Scheibe hinabgelassen und wieder heraufgezogen wird. Dasselbe läuft über eine Rolle und ist von Meter zu Meter mit Marken versehen, um die erreichte Tiefe sofort ablesen zu können. Vielfach hat man auch Kippvorrichtungen angebracht, damit der Widerstand der Scheibe, besonders beim Aufziehen, nicht so groß ist, doch funktionieren dieselben meist nicht sicher. Will man die Auf- und Abbewegung des Drahtseiles mit der bloßen Hand bewerkstelligen, so macht sich der Widerstand der auf der Scheibe lastenden Wassersäule sehr unangenehm bemerkbar; man kann eine bedeutende Erleichterung dadurch herbeiführen, daß man sich einer Winde mit Zahnrad und Einschnappvorrichtung bedient.

Um wirklich vergleichbare Resultate zu erhalten, muß man noch die sehr störende Reflexion an der Seeoberfläche abblenden. Dies geschieht durch Eintauchen eines langen geschwärtzten Rohres, das in Form eines Sprachrohres nach vorn sich erweitert.

Man bringt dasselbe dicht ans Auge und verfolgt damit die Scheibe, bis sie verschwunden ist.

Die Sichttiefe eines und desselben Sees ändert sich im Laufe eines Jahres ganz wesentlich. Allgemein gilt die Regel, daß die Durchsichtigkeit in den Wintermonaten bedeutend größer ist als in den Sommermonaten, und zwar kommen hier Differenzen vor bis zu 100 Proz. Aber auch innerhalb kleinerer Zeiträume, besonders im Frühjahr und Sommer, gibt es bedeutende Schwankungen. Was sind nun die Ursachen dieser Unterschiede? Im Winter herrscht in der Natur Ruhe; die Niederschläge, welche meist in Form von Schnee niedergehen, verursachen kein Anschwellen der Zuflüsse des Sees, diese führen daher auch keine bedeutenden Verunreinigungen mit sich; die Pflanzenwelt in der Umgebung des Sees ist ebenfalls schon längst ihres Blätter- und Blütenschmuckes beraubt, der Wind kann also dem See ebenfalls nichts mehr zutragen, was sein Wasser trüben könnte. Die suspendierten Teilchen, welche im Laufe des Sommers von allen Seiten in denselben gebracht worden waren, sinken unter, das Wasser wird allmählich klarer werden. Wenn nun rasches Tauwetter eintritt und der Schnee schnell abschmilzt, so werden die Zuflüsse dem See große Massen von gelöstem und ungelöstem Erdreich zuführen, der See wird infolgedessen hauptsächlich an den Mündungen der Bäche und Flüsse, lokal sehr stark verunreinigt werden. Dauert diese Zufuhr längere Zeit fort, so wird sich die Wirkung auf einen immer größeren Teil des Sees erstrecken, bis endlich das ganze Wasser getrübt sein kann. Läßt jedoch die Zufuhr bald nach, so wird die große Masse des Sees überhaupt nicht in Mitleidenschaft gezogen, die Hauptwassermasse bleibt klar wie zuvor. Schreitet die Jahreszeit vorwärts, so stellen sich im April und Mai die ersten Blüten ein<sup>1)</sup>. Der Blütenstaub wird vom Winde fortgetrieben und lagert sich auf der Oberfläche des Sees ab. Man kann zu dieser Zeit oft weite Strecken des Sees mit einer fetten schwarzen Schicht überdeckt sehen. Das Mikroskop zeigt uns, daß man hier hauptsächlich pflanzliche Bestandteile vor sich hat. Diese kleinen

---

<sup>1)</sup> Diese Betrachtungen gelten selbstverständlich nur für Seen unserer Breiten; unter anderen klimatischen Verhältnissen werden sich die Vorgänge entsprechend verschieben bzw. verändern.

Teilchen saugen sich allmählich mit Wasser voll und fangen an unterzusinken. Zu dieser Zeit wird eine allgemeine Trübung des Sees eintreten, die größere Dimensionen annehmen kann, besonders wenn die Ufer oder die nächste Umgebung sehr reich an üppiger Vegetation sind. Herrschen zur Blütezeit starke Winde, so wird die Trübung rascher vor sich gehen als bei windstillem Wetter. Natürlich kommen auch während des ganzen Sommers die Verunreinigungen durch die Zuflüsse mit in Betracht; heftige Gewitterregen oder lange andauernde Landregen werden selbst auf große Seen trübend wirken. Aber nicht nur pflanzliche und mineralische Stoffe sind es, welche die starke Abnahme der Sichttiefe im Frühjahr und Sommer bewirken, sondern auch tierische Lebewesen liefern einen gewiß nicht kleinen Beitrag dazu. Das Plankton, jene kleinste Tierwelt in den Seen, welches den Winter in größeren Tiefen verbracht hat, steigt, wahrscheinlich dem verschieden tiefen Eindringen des Lichtes in den See folgend, weiter an die Oberfläche herauf. Da es oft in großen Schwärmen, meist zonenweise geschichtet, auftritt, so kann es sehr wohl die Trübung des Wassers mit verursachen.

Alle diese erwähnten Einflüsse machen sich nun während des ganzen Sommers hindurch in wechselnder Stärke geltend, bis endlich im Herbst die Niederschläge meist geringer werden und die Vegetation auch ihren Beitrag einstellt. Dann beginnt wieder die Klärung des Wassers, die Sinkstoffe gehen dem Grunde zu, und es stellt sich nach und nach wieder die winterliche Reinheit ein.

Man sieht, einige Ursachen können rein lokaler Natur sein, das Wasser wird sich also an manchen Stellen nur vorübergehend trüben; andere Ursachen dagegen werden auf den ganzen See wirken, dann wird sich aber eine allgemeine Trübung einstellen, die erst sehr langsam wieder verschwindet.

Die Größe der Schwankungen in der Sichttiefe während eines Jahres möge die Tabelle auf folgender Seite veranschaulichen:

Die Gegenüberstellung dieser verschiedenen Seen zeigt, welche große Differenzen dieselben gegenseitig in bezug auf ihre Durchsichtigkeit aufweisen. Ich führe diese Unterschiede von See zu See hauptsächlich auf den Gehalt der ständigen Zuflüsse an ungelösten Stoffen zurück. Der erste der angeführten Seen wird von verhältnismäßig reinen Bergwässern gespeist, während die

Monat	Walchensee	Genfer See <sup>1)</sup>	Kochensee	Bodensee <sup>1)</sup>
	m	m	m	m
Januar . . . . .	24,0	15,5	9,5	6,6
Februar . . . . .	—	14,7	8,0	6,5
März . . . . .	25,0	13,0	—	6,7
April . . . . .	—	10,5	—	5,6
Mai . . . . .	18,2	8,3	6,8	5,1
Juni . . . . .	17,7	7,4	5,0	4,8
Juli . . . . .	—	6,8	4,5	4,3
August . . . . .	20,3	7,1	6,2	4,4
September . . . . .	19,8	7,5	4,5	4,1
Oktober . . . . .	—	9,1	6,0	4,7
November . . . . .	—	10,8	—	4,8
Dezember . . . . .	22,5	13,7	9,5	6,7

Zuflüsse der beiden letzteren vielfach durch moorigen oder überhaupt stark bewirtschafteten Boden gehen, daher mehr schwimmende Teilchen mit sich führen, die den See fortwährend trüben. Beim Genfer See wiederum ist die sedimentierende Kraft des Wassers sehr groß, so daß dadurch bald eine Klärung erfolgt.

Taucht man eine Scheibe in einen trüben See nur wenig ein, so sieht man auf dem hellen Hintergrunde unzählige kleine dunkle Körperchen im Wasser schwimmen; je tiefer man die Scheibe versenkt, um so dichter wird dieser nebelartige Schleier, so daß man die Umrisse der Scheibe nicht mehr in voller Schärfe unterscheiden kann. Bei klarem Wasser sieht man die Scheibe bis in große Tiefen sehr deutlich und scharf, erst kurz vor dem Verschwinden wird die Kontur undeutlich; zuletzt sieht man nur noch einen hellen Schein, bis auch dieser mit der Umgebung sich ausgleicht. Man muß hier, um die Erscheinung vollständig zu diskutieren, außer der Absorption und Okkultation auch noch psychologische Erwägungen mit heranziehen. Es ist eine leicht zu erklärende Tatsache, daß ein See um so heller erscheint, je trüber sein Wasser ist. Denn wenn zahlreiche suspendierte Teil-

<sup>1)</sup> Die Zahlen für den Genfer See und den Bodensee sind aus Forel, Handbuch der Seenkunde, entnommen. Da die Scheibengröße nicht angegeben ist, so lassen sich diese Zahlen allerdings nicht genau mit denen der beiden anderen Seen vergleichen.

chen schon nahe der Oberfläche sich befinden, so wird auch sehr viel mehr Licht aus dem See heraus reflektiert werden, als wenn solche Körperchen in geringer Anzahl vorhanden sind. Im letzteren Falle kommt nur sehr wenig Licht aus dem See heraus, sein Wasser wird dunkel erscheinen. In einem trüben See wird also eine weiße Scheibe schon in geringer Tiefe sich nicht mehr von dem gleichfalls hellen Seehintergrunde abheben. Bei klarem Wasser, also bei dunklem Hintergrunde, ist der Unterschied der Helligkeiten von Anfang an so groß, daß er sich erst in bedeutenden Tiefen auszugleichen beginnt. Nach dem psychophysischen Grundgesetze von Fechner empfindet das menschliche Auge die Unterschiede zweier Reize nur dann, wenn das Verhältnis dieser Reizunterschiede ein nahezu konstantes Maß überschreitet. Helmholtz bestimmte dieses Verhältnis für Flächenhelligkeiten auf  $\frac{1}{133}$ . Bezeichnet  $h_u$  die Helligkeit der Umgebung,  $h_s$  die Helligkeit der Scheibe, so wird die Scheibe dem Auge entweichen, d. h. sich vom Hintergrunde nicht mehr abheben, wenn das Verhältnis  $\frac{h_s - h_u}{h_u} = \frac{1}{133}$  geworden ist.

Mit dieser psychologischen Tatsache vereinigen sich nun noch die Wirkungen der Absorption und der Verschleierung durch schwebende Partikelchen, so daß durch das Nebeneinanderbestehen dieser drei Ursachen das Verschwinden der Scheibe für jedes beliebige Seewasser genügend erklärt ist. Man braucht gar nicht auf die thermischen Konvektionsströme, jene gewaltigen Zirkulationen bei Wärmeausgleichungen, zurückzugreifen. Diese können allerdings, wie die Versuche Springs gezeigt haben, in vollkommen reinem Wasser eine vollständige Lichtundurchlässigkeit erzeugen. Sobald aber das Wasser durch „Staub“ verunreinigt ist, verlieren sie sehr viel von ihrer Wirkung, da die diffuse Reflexion eine teilweise Wiederaufhellung des Wassers bewirkt. Es müßten dann, um eine Verdunkelung herbeizuführen, schon viel größere Temperaturunterschiede auftreten. Solche kommen aber in den Seen nie vor. Tatsächlich ist auch in den Seen noch nicht beobachtet worden, daß diese thermischen Ausgleichsströmungen irgend welchen Einfluß auf die Durchsichtigkeit des Wassers haben.

Es bleibt uns nun noch die Frage zu beantworten übrig,

zu welcher Tageszeit oder bei welcher Beleuchtung man die Messungen mit der Scheibe vorzunehmen habe, um vergleichbare Resultate zu erzielen. Da hat es sich nun merkwürdigerweise herausgestellt, daß die Größe der absoluten Helligkeit ohne Einfluß ist; man kann die Messungen jederzeit, auch nach Sonnenuntergang, solange man überhaupt noch etwas sieht, vornehmen. Denn wie oben auseinandergesetzt worden ist, handelt es sich hier hauptsächlich nur um Vergleichung von Helligkeitsunterschieden. Diese sind aber unabhängig von der Beleuchtung.

#### B. Bestimmung der Durchsichtigkeit durch Aufsuchen der Lichtgrenze.

Das in den See eindringende Licht wird, wie wir gesehen haben, durch die zunehmenden Wirkungen der Absorption und Okkultation nach der Tiefe zu geschwächt, bis endlich gar keine Lichtwirkung mehr nachweisbar ist. Von dieser Tiefe an beginnt Dunkelheit. So einfach dieser Satz auf den ersten Blick erscheint, so ist es doch nicht leicht, die wirkliche Lage der Lichtgrenze im See festzustellen. Schon die menschlichen Augen sind nicht gleich empfindlich gegen Lichteindrücke; könnten wir verschiedene Menschen in jene fragliche Zone im See versetzen, so würde wahrscheinlich jeder in einer anderen Tiefe den Eintritt der vollständigen Dunkelheit angeben. Nun sind ferner die Augen der im Wasser lebenden Tiere anders konstruiert als die unserigen; von manchen Tieren weiß man, daß sie Strahlen wahrnehmen können, welche auf unser Auge nicht mehr als Licht wirken, nämlich die ultravioletten Strahlen. Dadurch erweitert sich aber der Bereich des Sehens für solche Tiere ganz bedeutend. Es ist also unter allen Umständen ein sehr relativer Begriff, wenn wir von einer unteren Lichtgrenze im Wasser sprechen.

Wir können uns aber feste Regeln aufstellen, nach welchen wir einen Lichteindruck beurteilen; auf diese Weise kann man dann, ebensogut wie mit Hilfe des Scheibensystems, einen Maßstab für die Durchsichtigkeit eines Sees gewinnen. Die sichersten Resultate erhält man auf photometrischem Wege: Man vergleicht einen erhaltenen Lichteindruck mit einem anderen gegebenen von bekannter Stärke, indem man z. B. sagt, in der und der Tiefe des Sees herrscht noch die Hellig-

keit wie beim Scheine des Vollmondes oder, tiefer unten, die Helligkeit einer klaren mondlosen Sternennacht. Dies sind dann wenigstens einigermaßen feste Angaben, unter welchen man sich eine Vorstellung von der an der betreffenden Stelle herrschenden Lichtstärke bilden kann.

Bestimmungen der Lichtgrenze sind schon häufig ausgeführt worden unter Zuhilfenahme der verschiedensten Lichtquellen. Im Auftrage der Société de Physique in Genf hat eine Kommission unter dem Vorsitze von J. L. Soret in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts die Durchsichtigkeit des Genfer Sees untersucht. Dabei kam vielfach künstliches Licht in Verwendung. Bei Nacht wurde eine Lampe (Moderateurlampe, Edisonlampe, Bogenlicht usw.) ins Wasser eingetaucht und dann unter Wasser mittels eines Spiegels die horizontale Entfernung bestimmt, in welcher das Licht gerade nicht mehr gesehen werden konnte. Dadurch ergab sich für die Schichten der Oberfläche ein Maß für die Durchsichtigkeit; hier ist aber das Wasser meist stärker verunreinigt als in gr o eren Tiefen. Man wird daher aus diesen Resultaten nicht direkt auf die wirkliche Sichttiefe schließen dürfen. Versuche ergaben auch für die vertikale Richtung eine etwas gr o ere Sehweite als für die horizontale Richtung.

Einfacher als mit solchen Lampen sind Messungen mit Tageslicht auszuführen. Da man nicht selbst in so große Tiefen hinabsteigen kann, um dort zu beobachten, so muß man sich einer künstlichen Sehvorrichtung bedienen, nämlich der photographischen Platte. Zu einer Definition der Durchsichtigkeit kann man hierbei außer der oben angedeuteten photometrischen Methode auch eine andere Festsetzung treffen, indem man sagt: Man soll als untere Lichtgrenze diejenige Tiefe ansehen, in welcher eine gewisse Plattensorte bei einer Belichtung von gegebener Dauer überhaupt keine Schwärzung mehr erfährt. Will man ganz genau verfahren, so muß man auch noch eine bestimmte Zeit für die Entwicklung der Platte mit einem und demselben Entwickler vorschreiben, sonst kann es vorkommen, daß Lichteindrücke, die bei genügend langer Entwicklung herauskommen, sich bei kürzerer Entwicklungsdauer noch gar nicht angedeutet finden.

Die ersten photographischen Versuche dieser Art hat F. A. Forel bei Villeneuve im Genfer See im Jahre 1873 ge-

macht. Sein Apparat war sehr primitiv. Ein kleiner viereckiger Rahmen diente zur Aufnahme eines lichtempfindlichen Papiers. Eine Anzahl solcher Rahmen wurde im Abstände von je 10 m an einer Leine angebracht und bei Nacht versenkt. Nach beliebig langer Zeit, oft erst nach einigen Tagen, wurde die ganze Serie bei Nacht wieder heraufgenommen und untersucht. Statt des lichtempfindlichen Papiers nahm Forel später Chlorsilberplatten. Die „Grenze der absoluten Dunkelheit“ fand er<sup>1)</sup> für den Genfer See im Sommer in einer Tiefe von 45 m, im Winter bei 110 m, für den Bodensee in 30 bzw. etwa 50 m Tiefe. Asper<sup>2)</sup> hat bei seinen Versuchen im Züricher- und Wallensee Bromsilbergelatineplatten verwendet. Auch er versenkte die Platten bei Nacht und belichtete den ganzen Tag über. Dabei kam er auf Tiefen von 140 m. Da aber selbst in dunkeln Nächten empfindliche Platten noch Lichteindrücke erhalten, so ersannen Fol und Sarasin, Mitglieder der oben erwähnten Genfer Kommission, neue Apparate<sup>3)</sup>, bei welchen die lichtempfindlichen Platten während des Versenkens noch vor Licht geschützt sind und erst in der gewünschten Tiefe automatisch exponiert und wieder verschlossen werden können. Die von ihnen verwendeten Jod-Bromsilberplatten von Monkhoven zeigten bei etwa 200 m Tiefe noch eine sehr schwache Lichteinwirkung, bei 235 m aber nichts mehr.

Chun-Petersen und Luksch<sup>4)</sup> haben zum Zwecke von Durchsichtigkeitsbestimmungen im Meere auch selbsttätige photographische Apparate konstruiert; diese haben sich aber für Messungen auf den Seen nicht eingebürgert. Vor wenigen Jahren hat nun W. Ule in Halle ein neues, sehr sinnreiches und brauchbares System in Anwendung gebracht. Ule schreibt darüber folgendermaßen<sup>5)</sup>: „An einer vertikalen eisernen Stange von

---

<sup>1)</sup> F. A. Forel, *Transparenz und Farbe des Bodensees*, Schriften des Vereins f. Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung **22**, Lindau 1893.

<sup>2)</sup> G. Asper, *Vierteljahrsschr. d. naturf. Gesellsch. in Zürich* **16**, 382 (1881).

<sup>3)</sup> H. Fol u. E. Sarasin, *Compt. rend.* **99**, 783—786 (1884), und Dieselben: *Arch. des sciences phys. et nat., troisième période* **19**, 447, Mai 1888.

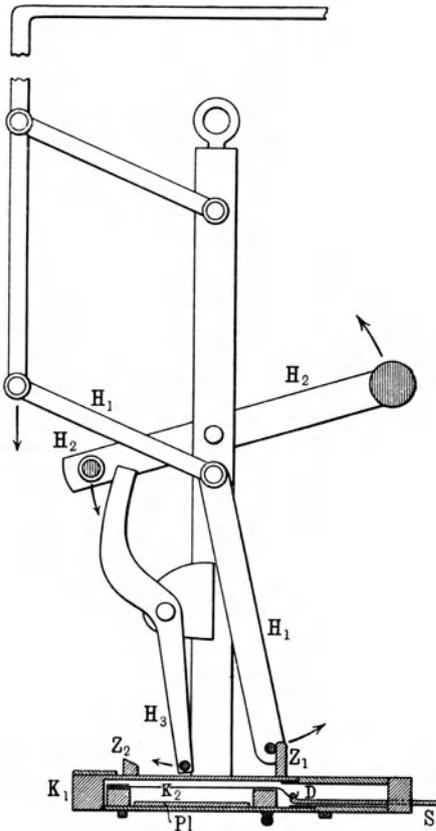
<sup>4)</sup> Hauger, *Photogr. Apparate zur Bestimmung der Lichtgrenze im Meere*, *Photogr. Rundsch.* **9**, 33—38 (1895).

<sup>5)</sup> W. Ule, *Der Würmsee*, S. 176—178, Leipzig 1901.

ungefähr 20 cm Länge ist unten horizontal eine Kassette  $K_1$  (s. Fig. 14) befestigt. Diese ist oben und unten vollkommen lichtdicht durch Schieber verschlossen. Sie nimmt aber nicht die lichtempfindliche Platte  $Pl$  selbst auf, sondern diese wird noch

Fig. 14.

in eine zweite Kassette  $K_2$  gelegt, welche genau in die erste Kassette  $K_1$  hineinpaßt. Die photographische Platte befindet sich also in doppeltem Verschuß. Der Deckel der inneren Kassette ist nun mit einer Vorrichtung versehen, welche ihre Öffnung ermöglicht, während die äußere Kassette geschlossen ist. Es geschieht dies in der Weise, daß durch den Rahmen der äußeren Kassette ein Drahtstift  $S$  durchgeführt ist, der in ein Loch des Deckels  $D$  der inneren Kassette eingreift und so diesen herausziehen läßt. Erst wenn die innere Kassette geöffnet ist, wird der Apparat ins Wasser bis zu der Stelle versenkt, für die das Vorhandensein oder Nichtvorhandensein von Licht erwiesen werden soll. Das Einlegen der photographischen Platten erfolgt zu Hause in der Dunkelkammer; wie bei jeder anderen photographischen Aufnahme werden dann die Kassetten in die an der Stange befestigte Kassette, die also der sonstigen Camera entspricht, eingelegt. Die Öffnung und Schließung dieser



erwiesen werden soll. Das Einlegen der photographischen Platten erfolgt zu Hause in der Dunkelkammer; wie bei jeder anderen photographischen Aufnahme werden dann die Kassetten in die an der Stange befestigte Kassette, die also der sonstigen Camera entspricht, eingelegt. Die Öffnung und Schließung dieser

äußeren Kassette in der Tiefe erfolgt durch herabfallende Gewichte. Zunächst bewirkt ein kleineres Gewicht die Öffnung der Kassette. Das Gewicht fällt auf einen Hebel  $H_1$ , der wie bei den bekannten Briefwagen mit der eisernen Stange verbunden ist, und verschiebt den Kassettendeckel durch den Druck gegen den Zapfen  $Z_1$  in der Richtung des Pfeiles. Ein zweites, erheblich schwereres Gewicht bewirkt die Schließung der Kassette, indem es den oberen Arm des Hebels  $H_1$  auf einen zweiten Hebel  $H_2$  drückt, der wieder auf einen dritten Hebel  $H_3$  wirkt. Dieser Hebel bewegt sich aber in entgegengesetzter Richtung gegen den kleinen Zapfen  $Z_2$  des Kassettendeckels und schiebt also diesen wieder zu. Die Plattengröße ist 4 : 4 cm. Je nach der Stärke der Lichtwirkung verändern sich die Platten mehr oder weniger; sie werden immer nur zur Hälfte dem Lichte ausgesetzt, da die Kassetten sich nur halb öffnen. Der verdeckt bleibende Teil der Platte wird aber doch ein wenig vom Licht getroffen, und zwar um so mehr, je stärker das Licht ist.“

Dieser Ulesche Apparat hat nur einen Fehler, nämlich den, daß die photographische Platte direkt mit dem Wasser in Berührung kommt. Ist es schon an und für sich nicht ratsam, die lichtempfindliche Schicht vor dem Entwickeln zu benetzen, so ist das Seewasser direkt schädlich, denn Versuche zeigten mir, daß der Übergang vom belichteten zum unbelichteten Teile der Platte sehr verschwommen ausfällt, und ferner waren die Platten, bis ich sie nach Hause brachte, durch die Einwirkung des Seewassers schon zum Teil entwickelt. Diesen Mängeln habe ich nun dadurch abzuhelpen gesucht <sup>1)</sup>, daß ich die Kassette  $K_2$  wasserdicht in der Kassette  $K_1$  einschloß, und zwar in folgender Weise: Die Kassette  $K_1$  erhielt auf der oberen Seite einen kreisförmigen Ausschnitt, der mit einer planparallelen Spiegelglasscheibe wasserdicht verschlossen werden konnte. Die rückwärtige Öffnung von  $K_1$ , durch welche die Kassette  $K_2$  mit der photographischen Platte eingebracht wird, ist ebenfalls kreisförmig; ein Deckel mit Gewinde und Lederdichtung verhindert hier das Eindringen von Wasser. Damit auch durch die Führung des Drahtstiftes  $S$  kein Wasser ins Innere von  $K_1$  und somit auf die Platte gelangen

---

<sup>1)</sup> Der umgeänderte Ulesche Apparat wurde ausgeführt in der mech.-techn. Werkstätte von Prof. Dr. M. Th. Edelmann in München.

kann, wurde über dieselbe ein Gummischlauch gestülpt. Man fühlt den Stift durch den Schlauch hindurch und kann mit ihm den Deckel der Kassette  $K_2$  leicht aufziehen. Im übrigen ist die Einrichtung und die Behandlung des Apparates genau dieselbe wie die des Uleschen.

Die Anbringung eines Glasfensters an der Oberseite von  $K_1$  hat noch den Vorteil, daß man nicht nur für gewöhnliches weißes Tageslicht, sondern auch mittels passender Farbenfilter für verschiedene Strahlen des Spektrums die Sichttiefe bestimmen kann.

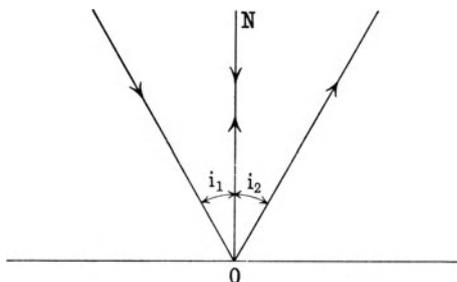
Alle bisherigen Beobachtungen, mögen sie nun mit künstlichem Licht oder mit Tageslicht gemacht worden sein, mag man sie mit bloßem Auge oder mit Hilfe der photographischen Platte ausgeführt haben, bestätigen immer wieder die schon weiter oben mit dem Scheibensystem gefundene Regel, daß das Wasser eines jeden Sees im Frühjahr sich trübt und im Sommer am undurchsichtigsten ist, daß dann der Herbst eine Wiederaufklärung bringt, bis endlich im Winter die größte Klarheit erreicht ist.

## 2. Erscheinungen der Reflexion, Brechung und Farberstreuung des Lichtes.

### A. Allgemeine Gesetze.

Die Eigenschaften eines Spiegels sind jedem bekannt. Markieren wir die Richtung senkrecht zu seiner Oberfläche, die Lotlinie, durch die Gerade  $NO$ , so wird ein Lichtstrahl, der in dieser Richtung auf den Spiegel auftrifft, auch wieder in derselben Richtung zurückgeworfen. Bildet der einfallende Lichtstrahl mit dem Lot einen Winkel, so tritt auch der reflektierte

Fig. 15.



Strahl unter einem Winkel gegen  $NO$  aus (s. Fig. 15); beide Winkel sind einander gleich, der Reflexionswinkel ist gleich

dem Einfallswinkel,  $\angle i_2 = \angle i_1$ . Ferner liegt der reflektierte Strahl in derselben Ebene wie der einfallende, aber auf der anderen Seite des Lotes  $NO$ . Diese beiden Reflexionsgesetze gelten streng nur für glatte Oberflächen, d. h. für solche, bei welchen etwa noch vorhandene Unebenheiten kleiner sind als die Lichtwellenlängen. Je rauher die Oberfläche ist, um so unregelmäßiger findet die Lichtreflexion statt, die reflektierten Strahlen gehen dann nach allen möglichen Richtungen; man sagt: Der betreffende Körper reflektiert die einfallenden Strahlen diffus.

Eine Wasseroberfläche hat im Zustande der Ruhe die Eigenschaft, sehr glatt zu sein, sie reflektiert die auftreffenden Strahlen sehr regelmäßig. Man spricht daher mit Recht von einem Wasserspiegel.

Ist das Medium, auf welches das Licht fällt, durchsichtig, so werden die Lichtstrahlen von seiner Oberfläche nicht nur reflektiert, sondern sie dringen auch teilweise ins Innere ein. Sie erleiden aber beim Durchwandern der Oberfläche eine Richtungsänderung, die Strahlen werden gebrochen.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichtes ist nicht in allen Körpern gleich groß. Im luftleeren Raume beträgt sie ziemlich genau 300 000 km/sec. In fast allen anderen Körpern ist sie geringer. Man unterscheidet zwischen optisch dünneren und optisch dichteren Medien, je nachdem die Fortpflanzungsgeschwindigkeit in ihnen größer oder kleiner ist.

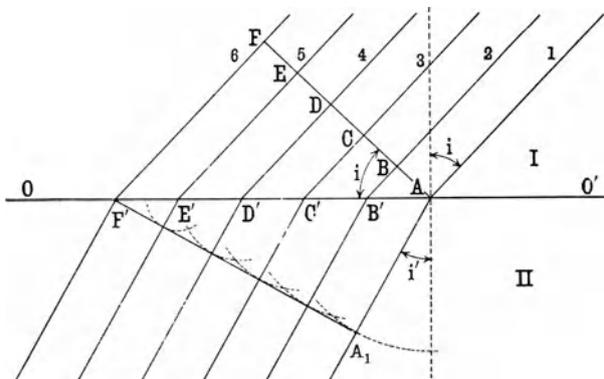
Betrachten wir einmal ein Bündel gleich weit voneinander entfernter paralleler Lichtstrahlen, das unter einem gewissen Neigungswinkel gegen die Oberfläche eines optisch dichteren Mediums auffällt.  $O O'$  (Fig. 16) sei die Grenzlinie der beiden Medien,  $i$  der Einfallswinkel der parallelen Lichtstrahlen. Alle Strahlen mögen von einem sehr weit entfernten Leuchtpunkte ausgehen<sup>1)</sup>. Strahl 1 sei nach Punkt  $A$  an der Grenzfläche der Medien I und II gelangt; dann ist Strahl 2 in  $B$ , Strahl 6 in  $F$  angekommen. Die Linie  $A F$  senkrecht zu der Strahlenrichtung stellt die Lage der Lichtwellenfläche vor; diese ist dadurch defi-

---

<sup>1)</sup> Den leuchtenden Punkt, etwa die Sonne, können wir uns als so weit entfernt denken, daß sämtliche für uns in Betracht kommenden Strahlen als parallel angesehen werden dürfen.

niert, daß alle ihre Punkte gleichen Abstand von dem sehr weit entfernten leuchtenden Punkte haben. Da die Strahlen als parallel anzusehen sind, so ist die Wellenfläche eine Ebene; diese Ebene bildet mit der Ebene  $OO'$  denselben Winkel  $i$ , wie die einfallenden Strahlen mit dem Lot auf  $OO'$ .

Fig. 16.



Strahl 1 dringt nun zuerst in das Medium II ein, seine Geschwindigkeit erleidet hierbei eine Verzögerung, während die anderen Strahlen noch mit derselben Geschwindigkeit fortschreiten. Wenn Strahl 2 von  $B$  nach  $B'$  gelangt ist, hat Strahl 1 in II einen Weg zurückgelegt, der kleiner ist als  $BB'$ , sagen wir etwa nur drei Viertel dieser Strecke. Bis endlich Strahl 6 nach  $F'$  gekommen ist, sind schon sämtliche anderen Strahlen in das Medium II eingedrungen und haben der Verzögerung entsprechende Weglängen durchmessen. Der von Strahl 1 zurückgelegte Weg ist am größten, nämlich drei Viertel der Strecke  $FF'$ . Um auch die Richtung der Strahlen im neuen Medium zu finden, schlagen wir mit der Strecke  $\frac{3}{4}FF'$  um den Punkt  $A$  als Mittelpunkt einen Kreisbogen. Da die Strahlen gleich weit voneinander entfernt sind, so hat Strahl 2 in demselben Momente die Wegstrecke  $\frac{3}{4}(FF' - BB') = \frac{3}{4}EE'$  im Medium II zurückgelegt. Wir schlagen daher um  $B'$  als Mittelpunkt einen Kreis mit dem Radius  $\frac{3}{4}EE'$  usw. für die anderen Strahlen. Die gemeinsame Berührende dieser sämtlichen Kreise geht natürlich auch durch Punkt  $F'$  und stellt die Lage der Wellenfläche in dem Augen-

blicke dar, wenn eben auch der letzte Strahl in II eingedrungen ist. Verbindet man die Punkte  $A, B', C', D', E'$  mit den Punkten, in welchen die Wellenfläche die entsprechenden Kreise berührt, so erhält man die Länge und die Richtung des von dem betreffenden Strahl in II zurückgelegten Weges. Die Wellenfläche bildet jetzt einen anderen Winkel  $i'$  mit der Grenzfläche  $OO'$  als vor der Brechung; denselben Winkel bilden auch die gebrochenen Strahlen mit der Lotrichtung. Im optisch dichteren Medium ist, wie man sieht, der  $\sphericalangle i'$  kleiner als der ursprüngliche  $\sphericalangle i$ . Man sagt deshalb: Im optisch dichteren Medium wird der Lichtstrahl gegen das Einfallslot zu gebrochen. Da die Wege der Lichtstrahlen umkehrbar sind, so kann man weiter sagen: Tritt ein Lichtstrahl aus einem optisch dichteren Medium in ein optisch dünneres, so wird er vom Einfallslot weg gebrochen. Wie bei der Reflexion bleibt aber einfallender und gebrochener Strahl in derselben Ebene.

Das Verhältnis der Fortpflanzungsgeschwindigkeiten des Lichtes in zwei verschiedenen Medien ist eine für diese beiden Medien konstante Zahl  $n$ . Für Luft und Wasser ist dieses Verhältnis fast genau  $= \frac{4}{3} = 1,333$ . Die Strecken  $FF'$  und  $AA_1$  stellen diese Geschwindigkeiten dar. Dividiert man dieselben durch die gleiche Strecke  $AF'$ , so erhält man

$$\frac{FF'}{AF'} = \sin i \quad \text{und} \quad \frac{AA_1}{AF'} = \sin AF'A_1 = \sin i'.$$

Der Quotient der beiden Sinus, welcher für zwei gegebene Medien eine konstante Zahl ist, gibt die Größe  $n$  an:

$$\frac{\sin i}{\sin i'} = n.$$

Die Verhältniszahl  $n$  heißt das Brechungsverhältnis zwischen Medium I und II. Das Brechungsverhältnis zwischen II und I ist dann

$$\frac{\sin i'}{\sin i} = \frac{1}{n}.$$

Es sei wieder das Medium I das optisch dünnere, Medium II das optisch dichtere,  $NN'$  das Einfallslot. Betrachten wir nun einen Strahl, der von II nach I geht. Winkel  $i$ , der Brechungswinkel, ist in diesem Falle größer als der Einfallswinkel  $i'$ . Lassen

wir den  $\angle i'$  wachsen, so wird auch  $\angle i$  immer größer und zwar schneller als  $i'$ , bis  $\angle i$  einmal den Wert  $90^\circ$  erreicht hat; der aus II austretende Strahl verläuft dann entlang der Trennungsfläche  $OO'$ . Dieser Fall tritt ein, wenn

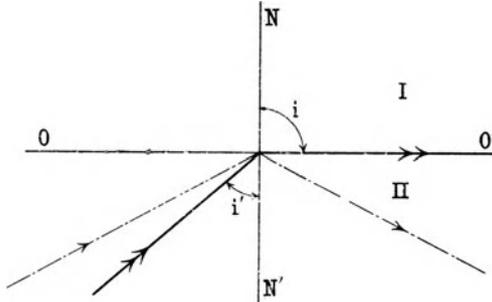
$$\frac{\sin i'}{\sin 90^\circ} = \frac{1}{n},$$

oder, da  $\sin 90^\circ = 1$  ist, wenn

$$\sin i' = \frac{1}{n};$$

dadurch ist die Größe des dem  $\angle i = 90^\circ$  zugehörigen  $\angle i'$  bestimmt, es ist für die Medien Wasser und Luft  $\angle i' = 48\frac{1}{2}^\circ$ .

Fig. 17.



Wächst nun  $\angle i'$  immer noch weiter, so existiert im Medium I kein zugehöriger  $\angle i$  mehr, der Lichtstrahl kann also gar nicht mehr nach I hinaustreten; es wird alles Licht an der Trennungsfläche wieder nach II zurück reflektiert, es ist totale Reflexion eingetreten. Man nennt daher den Grenzwinkel  $i'$ , der durch die Gleichung  $\sin i' = \frac{1}{n}$  bestimmt ist, den Winkel der Totalreflexion. Eine totale Reflexion kann nur auftreten, wenn Lichtstrahlen in einem optisch dichteren Medium verlaufend an die Grenzfläche mit einem optisch dünneren gelangen, im umgekehrten Falle ist sie nicht möglich, da dann immer Lichtbrechung vorhanden ist.

Die Erscheinung der optischen Strahlenbrechung führt uns noch auf ein anderes Gebiet, nämlich auf das der Farbenzerstreuung oder Dispersion. Jeder kennt die schönen

Farben des Regenbogens, die sich oft in glänzender Pracht von dem dunkeln Hintergrunde einer fortziehenden Gewitterwolke abheben; oder er hat sich schon an dem farbigen Gefunkel der Tautröpfchen im Grase erfreut; oder es ist ihm aufgefallen, wenn er durch ein gewöhnliches kleines Fernrohr sah, daß alle Gegenstände mit einem schmalen farbigen Rande umgeben waren. Das Vorhandensein solcher Farben bliebe uns unverständlich, wenn uns nicht Newton, der große englische Naturforscher des 17. Jahrhunderts, durch ein einfaches Experiment die Erklärung hierfür gegeben hätte. Läßt man nämlich Sonnenlicht, das durch einen engen Spalt eines Fensterladens ins verdunkelte Zimmer eindringt, auf eine der geschliffenen Seiten eines Glasprismas auffallen, so entsteht jenseits des Prismas, da, wo das Licht wieder aus dem Glase austritt, ein farbiges, verbreitertes Bild des Spaltes. Das weiße einfallende Sonnenlicht ist also bei seiner Brechung im Prisma in verschiedene Farben zerlegt worden. Daß diese auftretenden Farben wirklich die einzelnen Bestandteile des weißen Lichtes sind, läßt sich dadurch beweisen, daß man das farbige Spaltbild, oder das Spektrum, wie man zu sagen pflegt, durch Wiedervereinigung der Strahlen in ein weißes Spaltbild zurückverwandeln kann. Es hat sich ferner gezeigt, daß die Spektralfarben auch bei nochmaliger Anwendung eines Prismas sich nicht mehr weiter zerlegen lassen, daß sie also Elementarfarben sind.

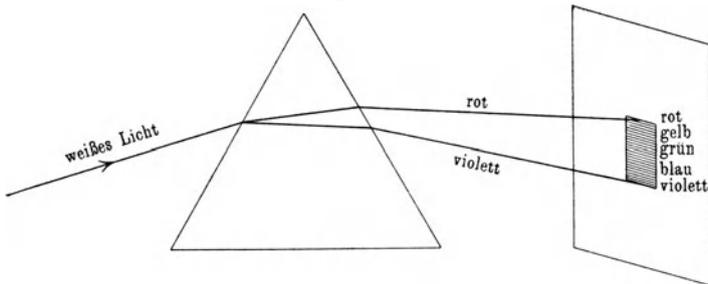
Wir haben oben gesehen, daß die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichtes beim Eintritt in ein anderes Medium sich ändert; nun ändert sich diese Geschwindigkeit aber für jede einzelne Farbe in verschiedenem Maße, daher bleiben die Lichtwege der Farben nach der Brechung nicht mehr beisammen, wie im weißen Lichte vor der Brechung, sondern sie teilen sich, und eben aus dieser Ursache werden die Farben für unser Auge überhaupt sichtbar.

Das Licht ist nach den Lehren der Physik als eine Wellenbewegung aufzufassen; die Wellenlängen sind außerordentlich klein, aber doch meßbar, obwohl sie nur nach den millionsten Teilen eines Millimeters (nach  $\mu\mu$ , s. S. 19) betragen. Jeder Farbe des Spektrums kommt eine andere Wellenlänge zu; Rot besitzt die längsten Wellen, dann folgt Gelb, Grün, Blaugrün, Blau und endlich Violett, das die kleinsten unserem Auge sichtbaren

Wellenlängen hat. Je größer die Wellenlänge ist, um so weniger wird die betreffende Lichtsorte, wenigstens bei den hier in Betracht kommenden, normal brechenden Medien Luft und Wasser, von der geraden Fortschrittrichtung abgelenkt. Rotes Licht wird daher am wenigsten, Violett am stärksten gebrochen (Fig. 18).

Jenseits der sichtbaren Strahlen setzt sich das Spektrum nach beiden Seiten fort, obwohl es dem Auge nicht mehr sicht-

Fig. 18.



bar ist. Mittels geeigneter Vorrichtungen lassen sich aber sowohl ultrarote als auch ultraviolette Strahlen noch weit außerhalb des sichtbaren Teiles konstatieren.

Den einzelnen Grundfarben des Spektrums kommen ungefähr folgende Wellenlängen zu:

Rot . . . . .	zwischen	780	und	600	$\mu\mu$
Gelb . . . . .	"	600	"	550	"
Grün . . . . .	"	550	"	510	"
Blaugrün . . . . .	"	510	"	480	"
Blau . . . . .	"	480	"	440	"
Violett . . . . .	"	440	"	390	"

## B. Reflexionserscheinungen.

Wer längere Zeit an einem See gelebt hat, der weiß, daß sein Anblick zu verschiedenen Zeiten recht verschieden sein kann. Bei trübem Wetter erscheint die Oberfläche düster und grau, bei Sonnenschein leuchtet sie in den verschiedensten Farben. Wer hätte nicht schon Gelegenheit gehabt, die feinen Abtönungen vom

hellsten Blau bis zum feurigen Gelb und zartesten Rosa zu bewundern, welche in der Abendbeleuchtung der weiten Wasserfläche einen so merkwürdigen Reiz verleihen. Oder wer hätte sich nicht schon in einer hellen Mondnacht an dem Flimmern und Glitzern auf dem Wasser erfreut, wenn jede Welle uns ein eigenes Bild des Mondes zeigt, so daß das Licht wie in einem breiten Strome über den See herzufluten scheint.

Wir haben es bei allen diesen Vorgängen mit Reflexerscheinungen zu tun, von denen wir einige jetzt näher betrachten wollen <sup>1)</sup>.

Bei vollständig ruhiger Oberfläche gleicht der See einem Spiegel. Die Gegenstände des jenseitigen Ufers: Berge, Wälder oder Häuser spiegeln sich in sehr regelmäßiger Weise. Infolge der Kugelgestalt der Erde ist die Seefläche streng genommen als nach oben schwach konvex gekrümmt anzusehen, die reflektierten Bilder müssen daher etwas verzerrt erscheinen; doch ist diese Verzerrung meist so gering, daß sie nicht wahrnehmbar ist. Nur solche Gegenstände, die sich sehr wenig über den Seespiegel erheben, wie z. B. die Sonne beim Auf- oder Untergang, erleiden in noch sichtbarer Weise die einem Konvexspiegel eigentümliche Zusammendrückung der Höhe nach.

Bei bewegter Oberfläche bieten sich wesentlich andere Erscheinungen dar. Die Oberfläche stellt alsdann keinen einheitlichen Spiegel mehr dar, sondern jede Welle ist für sich ein Spiegel. Das Wellental ist konkav, der Wellenberg konvex. Konkavspiegel geben aber im allgemeinen verkehrte Bilder, Konvexspiegel aufrechte; dabei sind die Bilder auch noch wegen der Unregelmäßigkeit der Wellenform nach allen Seiten hin verzerrt. Ferner kommen nicht alle Wellen in derselben Richtung auf uns zu, weshalb auch hierdurch noch eine Variation in der Reflexionserscheinung gegeben ist. Man kann sich denken, welche ungeheure Mannigfaltigkeit von einzelnen Bildern aller möglichen Art zu gleicher Zeit in unser Auge gelangen muss, so viele, daß wir sie nicht mehr einzeln voneinander zu trennen vermögen. Sie überlagern sich alle in unserer Vorstellung und wir empfangen infolgedessen nur einen allgemeinen Eindruck, bald heller, bald dunkler.

---

<sup>1)</sup> Ich verweise hier auf die ausführliche Arbeit von J. Piccard, *Phénomènes de reflexion à la surface des nappes d'eau*, Arch. des sciences phys. et nat. **21**, 481 (1889).

Die einzige Möglichkeit, die Reflexbilder auf Wellen genauer zu studieren, ist bei der Dünung gegeben, bei Wellen, welche noch nach Aufhören des Windes vorhanden sind. Diese haben eine glattere Oberfläche und ziehen regelmäßiger dahin als die Wellen unter dem Winde. Befindet sich das Auge des Beobachters in gleicher Höhe über der Oberfläche mit dem leuchtenden Objekte, so erscheint dieses als ovales Bild, viel breiter als lang. Ist die Höhe des Beobachtungsortes sehr gering, so ist die Breitenachse des Ovals außerordentlich groß; mit wachsender Höhe des Standortes wächst auch die relative Länge des Bildes, während die Breite abnimmt. Jedes solches Oval bildet die reflektierten Gegenstände bedeutend verkleinert ab. Ist die Höhe des beobachtenden Auges und der Lichtquelle verschieden, so werden die Figuren sehr kompliziert.

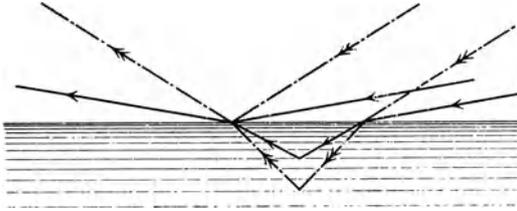
Ein solcher leuchtender Gegenstand kann die Sonne oder der Mond sein. Jede Welle gibt ein aufrechtes und ein verkehrtes Bild in verzerrtem Maßstabe; je weiter die reflektierenden Wellen von uns entfernt sind, um so näher rücken die einzelnen Bildchen zusammen, es erscheint die ganze Oberfläche glänzend. Auch seitwärts von der Reflexionsebene (d. h. der Ebene, die durch das Auge und durch den leuchtenden Gegenstand geht) gelegene Wellen beteiligen sich an der Bilderzeugung, da ja die Fortschreitungsrichtung nicht aller Wellen die gleiche ist. Je weiter seitlich wir von der Reflexionsebene blicken, um so weniger Wellen senden uns Bilder zu, der Glanz erlischt allmählich. Infolge Fortschreitens der Wellen tauchen in jedem Moment die Bildchen an einer anderen Stelle auf; es ist daher eine stetige leichte Bewegung in der schönen Lichterscheinung, welcher Umstand eigentlich den Hauptreiz auf den Beobachter ausübt.

Im innigsten Zusammenhange mit der Reflexion an der Oberfläche eines Sees steht seine scheinbare Farbe. Diese setzt sich zusammen aus Reflexfarben: Blau des Himmels, Grün der Wälder und Berge, Grau oder Weiß der Wolken und aus der Eigenfarbe des Sees selbst. Befindet man sich nahe der Oberfläche und ist der See ruhig, so herrscht der Widerschein der Himmelsfarbe oder der Umgebung vor, erst bei höherem Standpunkte, etwa auf einem Felsen am Ufer, oder auch bei Wellengang tritt mehr die Eigenfarbe des Wassers mit hinzu.

Im ersten Falle kommt der reflektierte Strahl unter schwacher

Neigung gegen die Horizontale in unser Auge; man erhält das Licht des Himmels oder der Umgebung, das unter demselben Winkel auffällt (s. Fig. 19); aber man erhält zugleich auch schon Licht aus dem See und zwar aus um so größerer Tiefe, je durchsichtiger das Wasser ist. Ein trüber See wird einen helleren,

Fig. 19.



aber auch weniger gefärbten Beitrag an Eigenfarbe liefern als ein klarer See. Man kann also aus der Intensität der Oberflächenfarbe eines Sees schon einen Schluß auf die Durchsichtigkeit seines Wassers ziehen. Je höher man über dem Seespiegel steht, um so mehr tritt die Eigenfarbe des Sees hervor, da die störende Wirkung der Oberflächenreflexion geringer wird, aber um so intensiver wird auch der Beitrag des Lichtes vom Himmel. Starker Wellengang begünstigt ebenso wie ein hoch gelegener Standpunkt die Anteilnahme der Eigenfarbe an der Gesamtwirkung, da die geneigten Wellenflächen unserem Auge Licht aus größeren Tiefen zusenden.

Haben wir z. B. einen grünen See vor uns, so vereinigt sich seine Eigenfarbe mit dem Grün der Wälder zu einem herrlichen Smaragdgrün, mit dem Blau des Himmels zu einem mehr bläulichen Grün, mit dem Grau der Wolken zu einem grauen Grün. Je weiter wir uns vom Ufer entfernen oder je weiter hinaus wir auf die Seefläche blicken, um so mehr wird sich in den Farbeindruck ein bläulicher Ton einmischen, die Farbe der dazwischen liegenden Luft. Bei jedem See ist dieses Farbenspiel an seiner Oberfläche also modifiziert durch die jeweilige Eigenfarbe seines Wassers.

In dem Gesamteindrucke, welchen wir von der Oberflächenfarbe eines Sees empfangen, spielt auch wieder das Fechnersche psychophysische Grundgesetz (vgl. S. 43) eine Rolle. Ist das Auge durch die Wahrnehmung anderer Farben stark in Anspruch ge-

nommen oder ist es durch helles Licht gereizt, so verlischt oft die Empfindung einer Farbe, die unter normalen Umständen deutlich gesehen wird. Blicken wir z. B. bei vollem Sonnenschein auf einen See, so wird seine Eigenfarbe weniger lebhaft hervortreten, da die Helligkeit nicht nur des reflektierten Lichtes überwiegt, sondern weil eben das Auge durch die überhaupt vorhandene Lichtfülle zu stark in Anspruch genommen ist.

Aus alle dem geht hervor, daß man aus der oberflächlichen Betrachtung eines Sees noch lange nicht auf die wirkliche Eigenfarbe seines Wassers schließen darf, daß die Oberflächenfarben wesentlich verschieden sind von der Eigenfarbe.

Eine sehr interessante Reflexionserscheinung ist die des Schattens im Wasser<sup>1)</sup>. Fahren wir bei Sonnenschein und ziemlich ruhiger Oberfläche in einem Boot auf den See hinaus, so können wir unseren Schatten im Wasser wahrnehmen. Dieses Schattenbild kann nun nicht von der Wasseroberfläche selbst herrühren, wie wir geneigt sind zu glauben; denn in einer Flüssigkeit, wie das Wasser, kann nur dann eine Schattenbildung auftreten, wenn etwas vorhanden ist, das den Schatten auffängt, d. h. wenn sie eben nicht vollständig durchsichtig ist. Gäbe es einen See, der vollkommen staubfreies, sogenanntes optisch leeres Wasser enthielte, so würde man in ihm überhaupt keine Abstufung von hell und dunkel, also auch keinen Schatten erkennen können. Unser Schatten, den wir sehen, muß daher an den kleinen schwimmenden Körperchen entstanden sein. An seichten Stellen des Sees, wo der Grund noch sichtbar ist, wird unser Schatten am Grunde abgebildet, ein Zeichen dafür, daß auch in tiefem Wasser das Bild nicht an der Oberfläche, sondern in Partien weiter unten im Wasser zustande kommt. Je trüber der See ist, um so deutlicher ist die Abbildung, denn um so größer ist der Helligkeitsunterschied zwischen den beschatteten und den voll erleuchteten Teilchen im Wasser.

Eine ähnliche Erscheinung ist unter dem Namen Brocken-  
gespenst bekannt. Dies tritt auf, wenn man sich z. B. auf

---

<sup>1)</sup> Vergleiche auch E. Lommel, Über den Lichtschein um den Schatten des Kopfes, Pogg. Ann., Jubelbd., S. 10 (1874) u. F. A. Forel, Le Léman 2, 443—453 (1895).

freier Bergeshöhe im Sonnenschein befindet und unten breitet sich in nicht zu weiter Entfernung dichter Nebel aus. Man sieht dann seinen Schatten oft in scheinbar sehr vergrößertem Maßstabe auf den feinen Nebeltröpfchen abgebildet.

Mit dem Schatten allein ist aber die Erscheinung noch nicht erledigt. Ist nämlich die Oberfläche schwach bewegt, so daß eben eine leichte Kräuselung vorhanden ist, so gewahren wir um den Schatten unseres Kopfes eine Art Aureole, deren Strahlen stets in Bewegung sind. Um das Vorhandensein dieser Strahlenkrone, die nur um den Kopf, nicht um eine andere Partie des Körpers oder gar um den Schatten einer anderen Person sichtbar ist, zu erklären, müssen wir etwas weiter ausholen. Stellen wir uns nachts bei hellem Mondschein auf eine Wiese oder ein Stoppelfeld, so daß uns der Mond im Rücken ist, so wird ein kleiner kreisförmiger Fleck auf der Wiese oder dem Felde heller erleuchtet sein als die übrige Umgebung. Der Kreis breitet sich um jenen Punkt als Mittelpunkt aus, durch welchen die Verbindungslinie zwischen dem Monde und unserem Auge geht. Wir haben hier eine photometrische Eigentümlichkeit kleiner, dicht beieinander stehender beleuchteter Körper vor uns, daß sie nämlich fast nur bei senkrechter Beleuchtung sehr hell erscheinen, während nach den Seiten zu schon in geringer Entfernung von der senkrechten Beleuchtungsrichtung ihre Helligkeit außerordentlich schnell auf bedeutend geringere Beträge herabsinkt. Mitten in dem hellen Kreise sehen wir den Schatten unseres Kopfes sich abheben. Diese Erscheinung haben wir bei der Erklärung des Strahlenkranzes mit in Rücksicht zu ziehen. Voraussetzung für sein Zustandekommen ist heller Sonnenschein und leichte Bewegung auf dem See. Jede Welle projiziert sich als heller und dunkler Streifen in die Tiefe hinab (s. weiter unten S. 69). An seichten Stellen sieht man diese Streifen auf dem Grunde mit der Geschwindigkeit der Welle dahinstreichen („fliegende Schatten“). Bei leichter Kräuselung ist keine Fortschreitungsrichtung vor der anderen besonders ausgezeichnet, die Streifen am Grunde ziehen dann in allen möglichen Richtungen dahin und durchkreuzen sich gegenseitig. In tiefem Wasser, wo der Grund dem Auge entschwunden ist, sind diese Streifen nur mehr dadurch wahrzunehmen, daß sie die kleinen Staubteilchen im Wasser bald beleuchten, bald verdunkeln. Da aber die Er-

leuchtung dieser Staubeilchen demselben photometrischen Gesetze gehorcht, das wir oben bei der vom Monde beschienenen Wiese kennen gelernt haben, so können wir das Vorüberstreichen der Streifen meist nur innerhalb jenes kleinen Kreises sehen, in welchem die Helligkeit so groß ist, daß wir die Erhellung und Verdunkelung der Staubeilchen durch die Streifen überhaupt unterscheiden können. In der Mitte des hellen Kreises projiziert sich der Schatten unseres Kopfes, von ihm scheinen die Strahlen nach jeder Richtung hin auszugehen. Ist die Wasseroberfläche vollständig ruhig, so tritt die Strahlenkrone nicht auf, es ist dann nur ein etwas hellerer ringförmiger Fleck um den Schatten des Kopfes wahrzunehmen. Bei hochstehender Sonne ist die Erscheinung natürlich am glänzendsten.

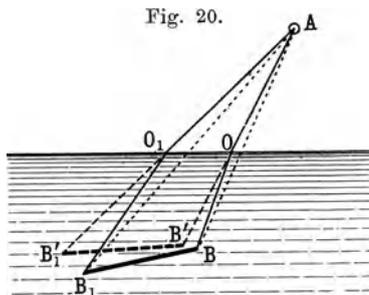
### C. Brechungserscheinungen.

Brechungserscheinungen beim Übergange des Lichtes von Luft in Wasser.

Es ist eine bekannte Tatsache, daß man einen Gegenstand im Wasser, außer wenn man senkrecht zur Oberfläche hineinsieht, nie an der Stelle sieht, wo er sich in Wirklichkeit befindet. Ein Fisch scheint viel höher zu stehen, ein Baumstamm, der teilweise im Wasser liegt, scheint da, wo er eintaucht, geknickt zu sein und dann in leichter Krümmung sich nach unten fortzusetzen. Diese Täuschungen beruhen auf der Eigenschaft des Wassers, für das Licht ein stärker brechendes Medium zu sein als die Luft.

Wie schon erwähnt, ist das Verhältnis der Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Lichtes in Luft zu der in Wasser gleich 4 : 3, das Brechungsverhältnis also  $n = 1,333$ .

Einen Gegenstand im Wasser an der Stelle  $B$  (Fig. 20) sehen wir von  $A$  aus nicht in der geraden Richtung  $AB$ , sondern in der Richtung  $AOB'$ , also höher. Betrachten wir eine Strecke  $BB_1$  im Wasser. Wäre nur Luft vorhanden, so würden wir die



Strecke von  $A$  aus unter dem Gesichtswinkel  $BAB_1 = \alpha$  sehen; infolge der Brechung im Wasser wird sich dieser Winkel aber in den  $\sphericalangle OAO_1 = \beta$  verwandeln. Die Strecke  $BB_1$  erscheint an der Stelle  $B'B'_1$  und zwar vergrößert. In der Tat ergibt sich, daß  $\sphericalangle \beta$  größer als  $\sphericalangle \alpha$  ist, und zwar übertrifft er ihn an Größe um so mehr, je schiefer die Sehstrahlen einfallen. Als Maß für die Vergrößerung gilt der Bruch

$$v = \frac{\beta - \alpha}{\alpha};$$

dieser gibt uns den Betrag der Vergrößerung im Vergleich zu der ursprünglichen Größe an. Forel hat das  $v$  unter verschiedenen Bedingungen zahlenmäßig berechnet, indem er die Höhe des Standpunktes über dem Seespiegel, die Tiefe des betrachteten Gegenstandes im Wasser und die Neigung der Sehstrahlen gegen die Oberfläche variierte. Dadurch ergab sich, daß die Vergrößerung um so bedeutender ist:

1. je näher sich das Auge am Wasser befindet,
2. je tiefer der Gegenstand im Wasser ist,
3. je größer der Einfallswinkel der Strahlen, d. h. der Winkel gegen das Lot auf die Oberfläche ist.

In durchsichtigem Wasser kann man Vergrößerungen bis zu ein Drittel über die natürliche Größe erhalten.

Man unterscheidet neben dieser wirklichen Vergrößerung, die von der Strahlenbrechung im Wasser herrührt, auch eine scheinbare Vergrößerung. Die Trübung des Wassers läßt uns die Konturen eines Gegenstandes in der Tiefe nicht mehr ganz scharf erkennen, während wir ihn in der Luft noch auf größere Entfernung hin deutlich sehen könnten. Es wird dadurch in uns die Vorstellung erweckt, daß der betrachtete Gegenstand weiter von uns entfernt ist. Infolge dieser Sinnes-täuschung halten wir ihn aber für größer, als er wirklich ist.

Es ist dies eine ähnliche Täuschung, wie sie bei Nebel vorkommt. Ein Baum in der Nähe erscheint uns dann in undeutlichen Umrissen, wir staunen daher über seine Größe; einen kleinen Vogel, der vor uns auffliegt, halten wir für einen großen Raubvogel usw. Genau so ergeht es uns beim Blick ins Wasser. Daher kommt es auch, daß man die Entfernung des Grundes, wo man ihn bis in größere Tiefen hinab sieht, fast immer unrichtig

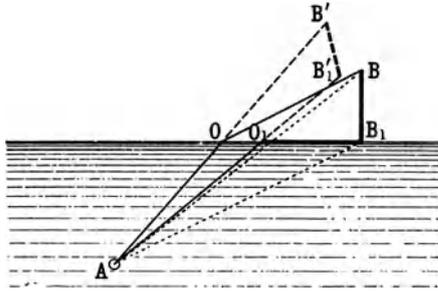
und immer zu groß schätzt. Es gehört schon viel Übung und Erfahrung in Tiefenmessungen dazu, um hier richtig zu urteilen.

Brechungserscheinungen beim Übergange des Lichtes von Wasser in Luft.

Die eben betrachteten Vorgänge der Lichtbrechung sind jedem Seebesucher ziemlich geläufig. Anders steht es mit dem Sehen aus dem Wasser heraus. Es dürfte von Interesse sein, auch diese Frage etwas näher zu behandeln. Wir haben wieder die geometrische Zeichnung auszuführen, um die richtige Antwort geben zu können. Denken wir uns ein Auge an der Stelle  $A$  (Fig. 21) im

Fig. 21.

Wasser; dies sieht den Punkt  $B$  nicht in der geraden Richtung  $AB$ , sondern höher oben in der Richtung  $AOB'$ . Einen Gegenstand  $B_1$  auf der Wasseroberfläche sieht es in der Richtung  $AO_1B_1$ . Eine Strecke  $BB_1$  erscheint also, in die Höhe gerückt, innerhalb des Sehwinkels  $B'AB_1$ . Resultierte vorhin eine Vergrößerung, so ist jetzt die Strecke verkleinert, es ist

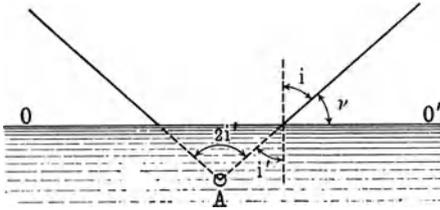


$$\sphericalangle B'AB_1 \text{ kleiner als } \sphericalangle BAB_1.$$

Das Auge in  $A$  erhält also folgende Vorstellung von der Außenwelt: Sämtliche Punkte der Wasseroberfläche sieht es entsprechend dem Bilde  $B'_1$  von Punkt  $B_1$  in der Richtung  $AO_1B'_1$ ; dies ist nach allen Richtungen in gleicher Weise der Fall.  $A$  sieht daher den Seespiegel nicht als horizontale ebene Fläche, sondern als Mantel eines Kegelstumpfes, schief nach oben ansteigend (Fig. 22); die Spitze des Kegels liegt in seinem Auge. Die Neigung der Fläche gegen die Horizontale ist  $\nu = 90^\circ - i'$ , wobei  $\sphericalangle i'$  der Winkel der Totalreflexion ist (s. S. 53). Daraus ergibt sich  $\sphericalangle \nu = 41\frac{1}{2}^\circ$ ; der Öffnungswinkel des Kegels beträgt  $2i' = 97^\circ$ . In dieser trichterförmigen Umgrenzung, welche seinen Horizont bildet, muß der Wasserbewohner die ganze

Außenwelt unterbringen. Man sieht schon hieraus, daß sämtliche Gegenstände verkleinert sein müssen, allerdings in verschiedenem Maße. Seinen Zenit sieht das Auge  $A$  ebenso wie außer Wasser

Fig. 22.

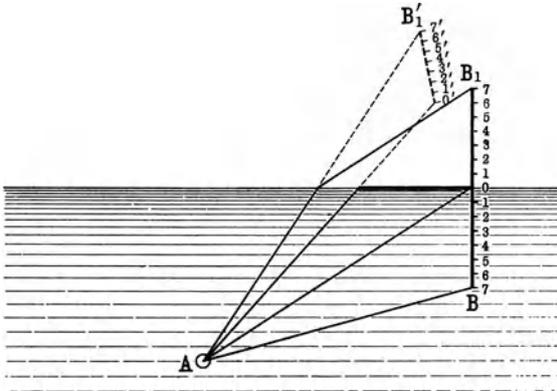


senkrecht über sich, dort bildet sich ihm auch alles in natürlicher Größe ab. Je weiter ein Gegenstand gegen den Horizont zu liegt, um so mehr wird er verkleinert. Ein Fisch

wird also zwar alle Gegenstände der Außenwelt sehen können, auch einen Angler, der gegen das Ufer heranschreitet, jedoch alles, mit Ausnahme des Zenits, verzerrt und in verkleinertem Maßstabe.

Von einem Gegenstande, der teils in Wasser, teils in Luft sich befindet, erhält der Wasserbewohner eine gar seltsame Vorstellung. Als zu betrachtenden Gegenstand wählen wir am besten eine geteilte Skala (Fig. 23), deren Nullpunkt sich

Fig. 23.



gerade im Wasserspiegel befindet. Den Teil  $B0$  der Skala im Wasser sieht  $A$  in regelmäßiger Weise unter dem Schwinke  $BA0$ . Für den übrigen Teil in Luft kommt die Brechung der Lichtstrahlen in Betracht;  $A$  sieht daher den Nullpunkt der Skala, der

gerade in der Trennungsfläche liegt, außer in der Richtung  $AO$  auch noch in der Richtung  $AO'$ , Punkt  $B_1$  sieht er in der Richtung  $AB'_1$ . Das ganze Aussehen der Skala von  $A$  aus ist also folgendes: Der Teil  $BO$  wird in natürlicher Größe an seinem wirklichen Orte gesehen. Der Durchstoßpunkt erscheint zweimal; in dem Zwischenraume, d. h. in dem Winkelraume  $AOA'$ , ist die Skala unterbrochen,  $A$  sieht hier nur Wasser und zwar den unteren Teil des Seespiegels zwischen Punkt  $O$  und dem Schnittpunkte der Richtung  $AO'$  mit der Oberfläche. Innerhalb des Seh winkels  $O'AB'_1$  setzt sich dann die Skala in verkleinertem Maßstabe wieder fort. Welch' merkwürdigen Eindruck muß der Wasserbewohner unter diesen Umständen von der Natur außerhalb des Wassers bekommen!

Diese Beispiele lehren uns, wie einseitig unsere Erkenntnis der Dinge ist. Wir sehen alle Gegenstände nur durch das Medium Luft, ein Wasserbewohner sieht dieselben Gegenstände durch das Medium Wasser ganz anders wie wir, ja er sieht sogar Sachen, die wir als aus einem Stück bestehend, als kontinuierliche Massen bezeichnen, in Stücke zerteilt. Dieser Bewohner würde, falls er sich mit uns verständigen könnte, seine Anschauungsweise, ebenso wie wir es tun, jedenfalls als die allein richtige hinstellen. Wer kann sagen oder auch nur vermuten, in wie viel verschiedenen Modifikationen ein und dasselbe Ding unter anderen Umständen als den uns geläufigen gesehen werden kann, und wer kann sagen, welchem Erscheinungsbilde dann die Gestalt des Gegenstandes selbst in Wirklichkeit entspricht.

Interessant ist bei diesen hier gewählten Beispielen, daß es sich dabei nicht nur um eine rein geometrische Konstruktion handelt, sondern wir können uns diese sonderbaren Dinge selbst in der Natur ansehen. Ein geübter Taucher, der längere Zeit unter Wasser verweilen kann, vermag sich direkt von der Richtigkeit zu überzeugen. Einfacher und für jeden Menschen ausführbar ist es, mit Hilfe eines in das Wasser eingetauchten Spiegels sich die Sache zu betrachten. Die Oberfläche des Wassers muß dabei, damit man überhaupt etwas Bestimmtes sehen kann, vollständig ruhig sein. In einem Boote sitzend braucht man den Spiegel bloß mit der Hand nach verschiedenen Seiten zu drehen, um dann alles so beobachten zu können, wie es oben beschrieben ist. Kehrt man den Spiegel gegen das Boot, so scheint die Seiten-

wand da, wo sie ins Wasser eintaucht, auseinander geschnitten zu sein; beide Teile sind durch einen Zwischenraum, der mit Wasser ausgefüllt ist, getrennt.

Steigen wir nun aus der Tiefe des Sees wieder an die Oberfläche empor und betrachten schließlich noch die

Brechungserscheinungen in den Luftschichten unmittelbar über dem See.

Die Luftschichten, welche sich direkt über dem Wasser befinden, werden in zweierlei Weise von diesem beeinflusst: einmal durch die wechselnde Stärke der Verdunstung und dann durch die Temperatur des Wassers, die sich durch Wärmeleitung teilweise auf die nächste Umgebung überträgt. Der erste Faktor ändert die Brechungsverhältnisse der übereinander gelagerten Luftschichten nur sehr wenig, jedenfalls üben die Wärmeunterschiede hierauf einen viel größeren Einfluß aus, so daß wir nur diesen zweiten Faktor in den Kreis unserer Betrachtungen zu ziehen brauchen.

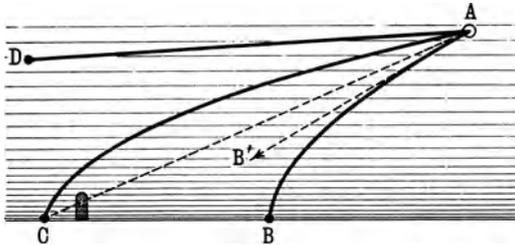
Je wärmer die Luft ist, um so dünner ist sie; je kälter, um so dichter. Nun kommt es oft vor, besonders in den Übergangsjahreszeiten, daß die Lufttemperatur sich wesentlich von der des Wassers unterscheidet. An warmen Frühjahrstagen ist die Luft über dem See viel wärmer als das Wasser; die dem Wasser zunächst liegenden Luftpartien werden sich aber gar bald wieder auf die Oberflächentemperatur des Sees abkühlen, darüber lagern dann die warmen Schichten. Die Dichte der Luft wird hierbei von unten nach oben hin abnehmen. Der umgekehrte Fall ereignet sich im Herbst an kühlen Tagen: dann ist unten über dem noch auf sommerlicher Temperatur sich befindenden See warme Luft und oben die kalte, die Dichte wächst also von unten nach oben.

Da oft ziemlich große Temperaturunterschiede vorkommen, so ist es klar, daß diese Verhältnisse auch bedeutende Lichtbrechungen mit im Gefolge haben müssen.

Betrachten wir zuerst die Brechungserscheinungen für den Fall, daß die Dichte der Luftschichten von unten nach oben stetig abnimmt (Fig. 24). Die Lichtstrahlen, welche von  $B$  ausgehen, verlaufen nicht geradlinig, sondern sie

werden infolge der in jedem Punkte ihrer Bahn sich geltend machenden Brechung stetig gekrümmt, und zwar in diesem Falle konvex nach oben. Von  $A$  aus wird also Punkt  $B$  in der Richtung  $AB'$  gesehen, der Punkt scheint gehoben zu sein. Derjenige Punkt der Seeoberfläche, welcher vertikal unter  $A$  liegt, ist nicht verschoben; je weiter hinaus man aber auf den See

Fig. 24.



blickt, um so mehr werden die Punkte in die Höhe gerückt. Die ganze Seefläche wird von  $A$  aus den Eindruck einer hohlen Schale machen, deren Konkavität um so stärker hervortritt, je größer die Temperaturunterschiede zwischen Luft und Wasser sind und je höher  $A$  über dem Seespiegel liegt. Solche krummlinige Lichtstrahlen machen uns auch Gegenstände sichtbar, die unter gewöhnlichen Umständen nicht gesehen werden können, so z. B. den Punkt  $C$  von  $A$  aus. Was über der Grenze der von der Wassertemperatur beeinflussten Luftschicht liegt, etwa der Punkt  $D$ , wird von  $A$  aus in gewöhnlicher Weise in gerader Richtung gesehen; da aber das Seeufer gehoben ist, so müssen alle zwischen  $D$  und dem Ufer liegenden Gegenstände zusammengedrückt, der Höhendimension nach verkleinert erscheinen.

Dieses Emporrücken von Gegenständen auf dem Wasserspiegel, die Änderung der sogenannten Kimme, wird von den Anwohnern der Seen oft als Vorzeichen eines Witterungsumschlages bezeichnet. Da zu solcher Zeit die meteorologischen Verhältnisse tatsächlich meist anormal sind, so kann man aus dieser Erscheinung sehr wohl auf eine Änderung des Wetters schließen.

Eine zweite Möglichkeit der Luftschichtung ist die, daß die Dichte von unten nach oben wächst. Ein Lichtstrahl von  $B$  (Fig. 25) beschreibt unter diesen Umständen eine

nach oben konkave Bahn;  $B$  wird von  $A$  aus tiefer gesehen, nämlich in der Richtung  $AB'$ . Da der Punkt senkrecht unter  $A$  ebenso wie vorhin unverrückt an seinem Orte bleibt, so hat die Seeoberfläche diesmal das Aussehen einer nach oben gewölbten, konvexen Fläche, sie scheint auf einen engeren Raum beschränkt, der Horizont verkleinert zu sein. Die Täuschung kann so weit

Fig. 25.



gehen, daß man zuweilen glaubt, am Seespiegel die Krümmung der Erdoberfläche wahrnehmen zu können. Auf Seen, wo der Horizont noch Wasser ist, erblickt man diesen bei Sturm stark gezackt; man sieht eben alles, auch die dort befindlichen Wellen, scheinbar bedeutend näher.

Bei dieser Art der Luftschichtung kann auch Luftspiegelung auftreten. Ein nahe der Oberfläche gelegener Punkt  $C$ , der von  $A$  aus direkt sichtbar ist, kann aber unter Umständen auch noch auf anderem Wege einen Strahl nach  $A$  gelangen lassen. Da von  $C$  nach allen Seiten hin Lichtstrahlen ausgehen, so werden auch Strahlen nach abwärts gesandt. Dort gelangen sie in immer dünnere Luft und müssen infolge der veränderten Brechungsverhältnisse nach oben umbiegen; so ist es möglich, daß auch von unten her ein zweiter Strahl von demselben Objekte das Auge in  $A$  trifft. Das diesem Strahle entsprechende Bild von  $C$  ist dann natürlich verkehrt. Man sieht also in  $A$  zwei Bilder von  $C$ : direkt ein aufrechtes, reflektiert ein verkehrtes.

Beim Übergange dieser zuletzt besprochenen Luftschichtung über warmem Wasser zu der über kaltem Wasser gibt es ziemlich flüchtige Zwischenerscheinungen, welche unter dem Namen *Fata morgana* und *Fata brumosa* bekannt sind <sup>1)</sup>. Der um-

<sup>1)</sup> Näheres darüber bei F. A. Forel, *Le Léman* 2, 544—553 (1895).

gekehrte Übergang findet meist bei Nacht statt und wird nur ausnahmsweise einmal bei Tag beobachtet werden können.

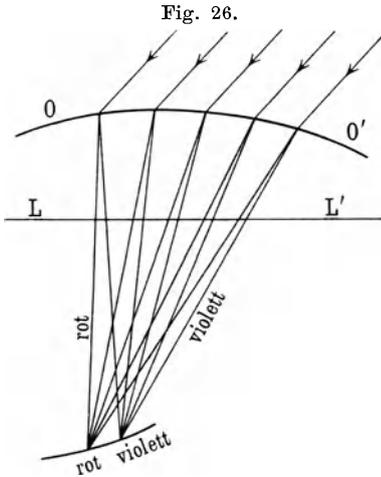
#### D. Dispersionserscheinungen.

Wir haben schon die Zerstreuung des weißen Lichtes durch ein Prisma kennen gelernt. Sind die Seitenflächen eines solchen brechenden Körpers nicht wie beim Prisma eben, sondern stetig gekrümmt, so entsteht eine „Linse“. Die Krümmung kann konvex nach außen sein, dann hat man eine Sammellinse, oder sie ist konkav nach außen, dann ist die Linse eine Zerstreuungslinse. In den Wasserwellen haben wir nun solche Linsen vor uns, der Form nach meist langgestreckte Zylinder. Die Kämme wirken als Sammellinsen, sie konzentrieren das auf sie fallende Sonnenlicht und erzeugen unter sich in einer gewissen Entfernung, in der Brennweite, eine dem Kamm parallel verlaufende helle Linie. In einer Entfernung, die größer oder kleiner als die Brennweite ist, hat dieser Streifen größere Breite, aber geringere Helligkeit. Die Wellentäler wirken als Zerstreuungslinsen. Da nach dem Durchgange durch eine solche brechende Fläche die Lichtstrahlen divergent geworden sind, so wird unterhalb des Wellentales die Helligkeit im Wasser um so geringer, je größer die Entfernung von der Oberfläche ist.

Wir sind hier wieder auf die schon bei der Besprechung der „Strahlenkrone“ erwähnten hellen und dunkeln Streifen geführt worden. Wir wissen nun, daß die hellen Stellen von den Wellenkämmen herrühren, die dunkeln von den Tälern.

Nun ist aber bekanntlich die Stärke der Brechung für jede Farbe verschieden, die Streifen werden daher nicht nur Abstufungen von Hell und Dunkel zeigen, sondern es werden auch Farben auftreten. Denken wir uns einen Schnitt durch die Welle senkrecht zur Oberfläche gelegt (Fig. 26), und es stelle  $OO'$  die Kontur des Wellenkammes dar. Die schief auffallenden Sonnenstrahlen werden an der Grenzfläche zwischen Wasser und Luft gebrochen, die roten Strahlen am wenigsten, die violetten am meisten. Befindet sich gerade in der Brennweite der einzelnen Strahlen fester Boden, so entsteht dort unter gewissen Umständen ein helles leuchtendes Spektrum. Ist der die Strahlen auffangende Lichtschirm nicht gerade in der Brennweite, sondern

in kleinerer oder größerer Entfernung, dann sind die Farben nur mehr an den Rändern der Streifen rein spektral, während sie in der Mitte infolge von Übereinanderlagerung mehrerer Farben ein verwaschenes, weißliches Aussehen haben. Dies findet z. B.



statt, wenn an der Stelle  $L-L'$  der Boden die Strahlen auffängt. Je nach der Form der Welle sind die Brennweiten verschieden.

Am schönsten kann man sich die farbigen Streifen sichtbar machen mit Hilfe einer weißen Scheibe. Durch Ausprobieren in verschiedenen Tiefen bestimmt man ungefähr die Lage der Brennlinsen und erhält dann dort Spektren von großer Farbenpracht. Je klarer das Wasser ist, um so glänzender ist natürlich die Er-

scheinung. Man könnte die mit der Geschwindigkeit der Welle fortschreitenden Streifen mit feurigen Schlangen vergleichen. Wenn mehrere Wellenzüge sich durchschneiden, so überkreuzen sich auch die Spektren; man glaubt dann einen wundervollen, in allen Farben leuchtenden Teppich auf dem Seegrunde oder auf der Scheibe ausgebreitet zu sehen.

### 3. Selektive Absorption des Lichtes im Seewasser.

#### A. Allgemeine Theorie.

Fällt weißes Licht auf die Oberfläche eines durchsichtigen Körpers, so wird ein Teil desselben reflektiert, der übrige Teil dringt in das Innere des Körpers ein. Beim Wiederaustritt des Lichtes aus dem Körper sehen wir, daß es eine Veränderung erlitten hat, es ist nicht mehr weiß, sondern gefärbt. Wir müssen daraus schließen, daß die Moleküle des Körpers auf die Lichtwellen einen Einfluß derart ausgeübt haben, daß sie zwar einige Strahlen, wenn auch im allgemeinen geschwächt, hindurchgelassen

haben, die anderen Strahlen aber, eben die, welche im durchgelassenen Lichte fehlen, absorbiert haben. Der Körper hat also unter den Lichtstrahlen eine Auswahl getroffen, er hat das weiße Licht gleichsam filtriert, er hat, wie man zu sagen pflegt, das Licht selektiv absorbiert.

Es kommt vor, daß gewisse Strahlen schon in sehr dünnen Schichten vollständig absorbiert werden, andere dagegen wieder nur in schwächerem Maße. Mit wachsender Schichtdicke nimmt dann aber auch die Intensität dieser schwächer absorbierten Strahlen ab, bis auch sie schließlich nicht mehr nachweisbar sind. Da die Farbe, in der wir den betreffenden Körper sehen, die Resultierende aus sämtlichen durchgelassenen Lichtstrahlen ist, so ist klar, daß diese Mischfarbe bei dünnen Schichten einen wesentlich anderen, nicht nur helleren Ton besitzt, als bei dicken Schichten.

Um die Absorption messend verfolgen zu können, hat man eine Größe eingeführt, welche man den Absorptionskoeffizienten nennt. Bedeutet  $J$  die Intensität des auffallenden Lichtes<sup>1)</sup>,  $d$  die Dicke der durchstrahlten Schicht (in m, cm oder mm),  $A$  den Absorptionskoeffizienten und  $e$  die Basis der natürlichen Logarithmen = 2,7183, so stellt sich die Intensität des durchscheinenden Lichtes  $i$  durch die Gleichung dar:

$$i = J \cdot e^{-A d},$$

und der Absorptionskoeffizient ist:

$$A = \frac{1}{d} \cdot \lg \frac{J}{i} = \frac{1}{d} \cdot \overset{10}{\lg} \frac{J}{i} \cdot \frac{1}{\overset{10}{\lg} e}.$$

Mit Worten ausgedrückt: Der Absorptionskoeffizient  $A$  bedeutet den reziproken Wert derjenigen Schichtdicke  $d$  (in m, cm oder mm), bei welcher die Intensität  $J$  des einfallenden Lichtes auf den Bruchteil  $\frac{1}{e} = \frac{1}{2,7183} = 0,37$  gesunken ist.

Die Bestimmung solcher Absorptionskoeffizienten geschieht mittels der Photometer. Will man nicht nur die Abnahme

---

<sup>1)</sup>  $J$  kann die Intensität des gesamten auffallenden Lichtes oder die einer beliebigen Spektralfarbe sein, je nachdem stellt eben  $i$  die Intensität des gesamten austretenden Lichtes oder die der betreffenden Farbe dar.

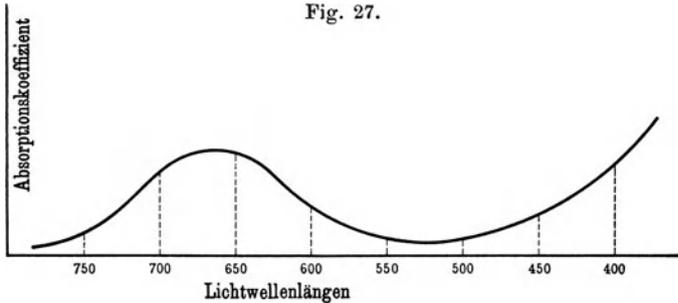
der gesamten Lichtstärke feststellen, sondern will man die Absorption für die einzelnen Farben bestimmen, so kommen sogenannte Spektralphotometer in Anwendung. Ihr Prinzip ist kurz folgendes<sup>1)</sup>: Durch je ein total reflektierendes Prisma fällt das Licht der Lichtquelle und dasjenige, welches durch den betreffenden Körper hindurch gegangen ist, zu gleicher Zeit auf den Spalt eines Fernrohres. Nachdem beide Lichtsorten durch ein sogenanntes Wollastonesches Prisma senkrecht zueinander polarisiert und außerdem durch ein gewöhnliches Prisma spektral zerlegt worden sind, kann man ihre Intensitäten miteinander vergleichen, indem man durch eine polarisierende Vorrichtung, durch ein sogenanntes Nicolsches Prisma, beide auf gleiche Helligkeit bringt und die hierzu nötige Drehung des Nicols an einem Teilkreise abliest.

Um eine Vorstellung von der Zusammensetzung des aus dem Körper austretenden Lichtes, von seiner Farbe, zu bekommen, ist es vorteilhaft, sich die Größe der Absorptionskoeffizienten für die verschiedenen gemessenen Spektralgebiete graphisch aufzutragen. Wir wollen uns an einem Beispiele die Bedeutung eines solchen Farbdigrammes klar machen. In horizontaler Richtung, auf der Abszisse, sind in passendem Maßstabe die Größen der Lichtwellenlängen aufgetragen, von links her mit Rot beginnend, rechts mit Violett endigend. Die vertikale Richtung, die Ordinate, gibt die Größe des Absorptionskoeffizienten für die betreffende Wellenlänge an pro Einheit der Schichtdicke, also pro m, cm oder mm. Verbinden wir sämtliche so gefundenen Punkte, so erhalten wir eine Kurve, die uns ein Bild gibt von dem Verlaufe der Absorption in dem Körper. Die hier als Beispiel angeführte, ganz beliebige Absorptionskurve (Fig. 27) sagt uns folgendes aus: Von links her beginnend ist die Absorption im äußersten eben noch sichtbaren Rot, bei  $750 \mu\mu$ , sehr gering, sie steigt dann noch im Rot sehr stark an, wird im Orange (bei  $600 \mu\mu$ ) wieder bedeutend schwächer und erreicht ihren kleinsten Wert im Grün bei etwa  $525 \mu\mu$ ; von da an wächst sie wieder,

---

<sup>1)</sup> Eine genaue Beschreibung eines solchen Spektralphotometers, sowie die Angabe über verschiedene Abänderungen zum Zweck von Seemessungen findet sich in meiner Arbeit: „Die Farbe der Seen“, Inauguraldissertation, S. 14—20. München 1903.

so daß Blau sehr stark, Violett fast ganz absorbiert ist. Die resultierende Mischfarbe enthält also das äußerste Rot, ferner Gelb und Grün sehr hell, dagegen ist ein großer Teil von Rot, Orange



und Blau stark geschwächt, während Violett fast ganz fehlt. Der Eindruck, den das Auge von dieser Farbenzusammensetzung erhielt, wäre ein etwas nach dem Gelb zu neigendes Grün.

### B. Lichtabsorption im Wasser.

Das Wasser ist ein selektiv absorbierender Körper. Obwohl man es in dünnen Schichten für farblos halten könnte, so tritt doch in dickeren Schichten eine gewisse Färbung auf, die bei großen Tiefen sogar einen sehr intensiven Ton annehmen kann.

Wir gehen aus vom reinen Wasser. Jedes Gewässer in der Natur ist durch irgend eine fremde Substanz verunreinigt, selbst der klarste Bergquell enthält gelöste Teile desjenigen Gesteins, aus welchem er entspringt. Um daher wirklich reines Wasser zu erhalten, d. h. eine Flüssigkeit, welche der chemischen Verbindung  $H_2O$  möglichst nahe kommt, müssen wir gewöhnliches Wasser destillieren; bei gutem Brunnenwasser genügt eine zweimalige Destillation. Die Farbe dieses vollständig reinen Wassers läßt sich bestimmen, wenn man dasselbe in eine mehrere Meter lange, auf beiden Seiten mit Glasplatten verschlossene Zinkröhre einfüllt. Beträgt deren Länge etwa 5 bis 6 m, so sieht man, durch die Wassersäule blickend, einen bläulichgrünen Schimmer; bei größerer Länge der Röhre wird der Farbenton immer tiefer blau, das Grünliche verschwindet mehr und mehr.

Diese blaue Eigenfarbe des Wassers haben schon Bunsen <sup>1)</sup> und Beetz <sup>2)</sup> erkannt, auch sind später Messungen <sup>3)</sup> über die Größe der Absorption an den verschiedenen Stellen des Spektrums gemacht worden. Am einfachsten ist wieder die schon oben besprochene Methode mittels des Spektralphotometers. Es dürfte vielleicht von Interesse sein, hier an dieser Stelle einmal die Werte einer solchen Messungsreihe für das vollständig reine Wasser vorzuführen. Die Länge der verwendeten Zinkröhre betrug  $5\frac{1}{2}$  m. In der folgenden Tabelle stehen in der ersten Reihe die Lichtwellenlängen, in der zweiten die zu diesen Wellenlängen gehörigen Absorptionskoeffizienten  $A$ , hier pro Meter Schichtdicke angegeben. Haben wir z. B. einen Wert  $A = 0,200$ , so ist, entsprechend der Definition des Absorptionskoeffizienten auf S. 71, die Dicke der Schicht, in welcher die Intensität des einfallenden Lichtes auf  $\frac{1}{2,7183}$ , also etwa auf ein Drittel herabgesunken ist:  $d = \frac{1}{0,200} \text{ m} = 5 \text{ m}$ . In diesem Sinne ist die Tabelle zu verstehen.

Lichtwellenlängen in $\mu\mu$	Absorptionskoeffizient $A$	Lichtwellenlängen in $\mu\mu$	Absorptionskoeffizient $A$
658	0,320	602	0,173
643	0,291	590	0,089
622	0,239	579	0,049
617	0,244	558	0,038
612	0,233	522	0,002
607	0,200	494	0,002

Tragen wir die Zahlen dieser Tabelle in derselben Weise, wie oben auf S. 72 angegeben, graphisch auf, so erhalten wir für das reine Wasser nebenstehendes Farbendiagramm.

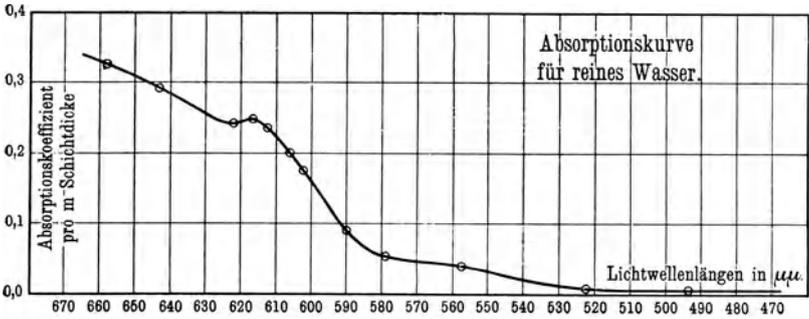
<sup>1)</sup> R. Bunsen, Jahresber. über die Fortschritte in der Chemie, 1847—1848, S. 1236.

<sup>2)</sup> W. Beetz, Pogg. Ann. 115, 137 (1862).

<sup>3)</sup> G. Hüfner und E. Albrecht, Wied. Ann. 42, 1 (1891) und E. Aschkinaß, Wied. Ann. 55, 401 (1895).

Diese Kurve lehrt uns folgendes: Rot ist, wo der Meßbereich des Photometers beginnt, sehr stark absorbiert, erst im Orange erfolgt gegen Gelb zu (von  $610 \mu\mu$  an bis etwa  $580 \mu\mu$ ) eine Abnahme, das Wasser wird für diese Strahlen bedeutend durchlässiger. Die Abnahme der Absorption setzt sich nun durch das Grün hindurch stetig gegen Blau und Violett hin fort. Die resultierende Mischfarbe aus den durchgelassenen Strahlen enthält also Rot fast gar nicht, Gelb sehr wenig, ziemlich viel Grün und sehr viel Blau und Violett, so daß der Eindruck, den das Auge empfängt, wie schon oben gesagt, ein blauer Ton ist, ver-

Fig. 28.



mischt mit etwas Grün. Je dicker die absorbierende Schicht ist, um so unwirksamer wird, wie man aus der Kurve entnehmen kann, der grüne Anteil gegenüber dem des Blau und Violett, bis diese Farben endlich fast allein vorherrschen. Die Kurve hat aber noch eine kleine Eigentümlichkeit, welche nicht unbesprochen bleiben soll. Zwischen den Wellenlängen  $620 \mu\mu$  und  $610 \mu\mu$  ist ein kleines Anwachsen der Absorption bemerkbar, es ist dort, wie man sagt, ein Absorptionsstreifen vorhanden. Dieser Streifen kehrt in den Absorptionskurven aller Gewässer, auch stark verunreinigter, wieder, er gehört also dem Wasser an sich an.

Betrachtet man eine absorbierende Wassersäule durch ein Spektroskop, so sieht man direkt die Verdunkelung und Wiederaufhellung der einzelnen Farben, wie oben beschrieben; der Absorptionsstreifen hebt sich als dunkle Linie auf dem helleren Hintergrunde ab.

Jenseits des sichtbaren Teiles des Spektrums sind auch schon mehrfach Messungen der Absorption mit Hilfe dazu geeigneter Methoden vorgenommen worden. Es hat sich ergeben, daß im Ultrarot <sup>1)</sup> die Absorption fortwährend zunimmt, auch folgen noch einige Streifen; für ultraviolette Strahlen ist das Wasser nach Lenards <sup>2)</sup> Versuchen ebenfalls undurchlässig.

Trotzdem nirgends in der Natur chemisch reines Wasser gefunden werden dürfte, so kann doch seine Farbe in manchen Gewässern beobachtet werden. Dies hat seinen Grund darin, daß die Verunreinigungen oft nur äußerst gering sind oder daß das Wasser farblose Substanzen (Salze) gelöst enthält.

Solche Gewässer kleineren Maßstabes sind der Blautopf bei Blaubeuren in Württemberg und der Blaue See im Kandertale in der Schweiz (Kanton Bern). Ich führe gerade diese beiden an, weil sie neben der blauen Farbe des reinen Wassers auch seine andere Eigenschaft, die große Klarheit, besitzen. Die Tiefe der beiden Wasserbecken ist nicht sehr groß, daher ist auch der Ton der Farbe noch ziemlich licht, sogar noch mit etwas Grün vermischt. Am schönsten und großartigsten aber kann man die wundervolle Eigenfarbe des reinen Wassers im Mittelländischen Meere bewundern. Befindet man sich auf hoher See, etwa zwischen Neapel und Palermo, so wird das Auge gefesselt von der entzückenden Pracht der Meeresfarbe, deren Intensität oft geradezu überraschend ist. Es ist hier sehr viel Violett dabei, die Farbe ist kein reines Blau, ganz entsprechend der oben angegebenen Absorptionskurve; von Grün ist keine Spur mehr zu sehen. Da die Klarheit und Durchsichtigkeit außerordentlich groß sind, so erhält man Licht aus bedeutender Tiefe; die Lichtstrahlen haben, bis sie ins Auge gelangen, den Weg von der Oberfläche bis zu dem Punkte, wo sie reflektiert wurden, und wieder bis zur Oberfläche zurückgelegt, haben also eine kräftige Absorption erfahren, so daß der Gehalt an Grün immer geringer geworden ist. Blickt man aber nicht auf den klaren, ruhigen Meeresspiegel vor oder neben dem Schiffe, sondern ins Kielwasser, dahin, wo starke Schaumwellen sind, so kann man auch in der

---

<sup>1)</sup> Abney and Festing, Phil. Trans. (3) 172, 917 (1881) und H. Becquerel, Ann. de Chim. et de Phys. (5), 30, 38 (1883).

<sup>2)</sup> P. Lenard, Drudes Ann. 1, 490 (1900).

Meeresfarbe sehr gut noch einen grünlichen Ton wahrnehmen, denn hier hat das Licht, bis es ins Auge gelangt, nur eine kurze Strecke im Wasser zurückgelegt. Die Berühmtheit der Blauen Grotte auf der Insel Capri beruht nur auf der schönen Farbe des reinen Meerwassers; das Spektroskop zeigt uns dort sehr deutlich die schon mehrfach erwähnten Eigentümlichkeiten der Absorption des reinen Wassers.

Da die Durchsichtigkeit ihres Wassers infolge der früher angeführten Faktoren nicht so groß sein kann wie im Meere, so wird man hier fast nie, jedenfalls nur unter ganz eigenartigen Bedingungen, die schöne tiefblau violette Eigenfarbe des reinsten Wassers bewundern können. Wohl sind manche Seen blau, wie der Gardasee, der Genfer See oder der Achensee, doch hat dieses Blau nie die Intensität, die Tiefe wie im Meere; die Farbe ist, wie Lorenz v. Liburnau dies ausdrückt, verdünnter, wässriger. Die Absorptionskurve solcher Seen zeigt fast genau die Farbenzusammensetzung des reinen Wassers, doch sind die Ordinaten, also die absoluten Beträge der Absorptionskoeffizienten, durchgängig größer, d. h. die Klarheit ist geringer und deshalb der Farbenton heller, milchiger. Je mehr die Farbe eines Sees gegen Grün zuneigt, um so weniger durchlässig wird sein Wasser für die kurzwelligen Strahlen, die Absorptionskurve steigt im Blau wieder etwas an. Gelbe und braune Gewässer, wie solche unter anderen in Moorgegenden vorkommen, absorbieren Blau außerordentlich stark, viel stärker sogar als Rot, so daß ihre Farbe sich nur mehr aus etwas Orange, Gelb und sehr wenig Grün zusammensetzt.

Die Farbe, die ein See besitzt, ist ihm konstant eigentümlich. Im Laufe eines Jahres ändert sich wohl die Intensität, aber die Farbenzusammensetzung, der Charakter der Absorptionskurve ändert sich nicht. Nach Wild<sup>1)</sup> hat zwar auch die Temperatur einen Einfluß auf die Größe des Absorptionskoeffizienten, doch sind diese Änderungen sehr minimal und treten merkbar erst bei viel größeren Temperaturdifferenzen auf, als sie je in den Seen vorkommen.

Infolge der selektiven Absorption wird eine in den See versenkte Scheibe gefärbt erscheinen, entsprechend der Eigenfarbe

---

<sup>1)</sup> H. Wild, Pogg. Ann. 134, 582 (1868).

des Seewassers. Um bei Beurteilung dieser Farbe durch den bloßen Augenschein jeden Einfluß der Umgebung zu eliminieren, benutzt man wieder das beim Scheibensystem auf S. 39 erwähnte Rohr, das man ins Wasser eintaucht. Nur bei Verwendung einer weißen Scheibe erhält man eine richtige Vorstellung von der Wasserfarbe. Gefärbte Scheiben ergeben oft merkwürdige Mischttöne. So verliert z. B. eine rote Scheibe schon gleich nach dem Eintauchen ihr rotes Aussehen und erscheint orange gefärbt, dann bräunlich und entschwindet bald dem Blick. Kennt man die spektrale Farbenzusammensetzung des Anstriches einer solchen Scheibe, so kann man auf diese Weise eine Bestimmung des Absorptionskoeffizienten für verschiedene Farben vornehmen. Genauere Werte aber gibt die photographische Sichttiefenbestimmung. Man ersetzt in dem auf S. 48 beschriebenen Apparate die gewöhnlichen weißen Gläser durch entsprechende farbige, welche nur mehr die gewünschte Lichtsorte auf die photographische Platte gelangen lassen. Man hat bei dieser Methode den Vorteil, daß man ziemlich rein spektrale Farbenfilter verwenden kann. Auch lassen sich ja jetzt die photographischen Platten fast für jede beliebige Farbe besonders empfindlich machen.

Es ist eine eigentümliche Erscheinung, daß braune Seen, welche durchwegs sehr stark absorbieren, also auch sehr undurchsichtig sein müssen, doch oft für eine weiße Scheibe eine größere Sichttiefe besitzen als grüne Seen mit bedeutend kleineren Absorptionskoeffizienten. Hier liegt offenbar, wie so oft, ein rein physiologischer Grund vor. Versenken wir eine weiße Scheibe in einen hellgrünen See, so werden wir mit dem Auge bald den Unterschied zwischen der Helligkeit der Scheibe und der des umgebenden milchigen Wassers nicht mehr wahrnehmen können. Versenken wir sie aber in einen See mit dunkler, brauner Farbe, dann wird sich das Weiß der Scheibe verhältnismäßig länger von dem dunkeln Hintergrunde abheben und wir werden bei einem solchen See trotz der geringeren Lichtdurchlässigkeit seines Wassers doch mindestens eine ebenso große, ja oft größere Sichttiefe erhalten können.

Früher glaubte man, daß ein Zusammenhang zwischen Durchsichtigkeit und Farbe eines Sees bestünde, daß, je durchsichtiger das Wasser ist, es sich um so mehr auch der Eigenfarbe des reinen Wassers nähern müsse. Dies ist aber

keineswegs der Fall. Man kann nur sagen: Je klarer ein See ist, um so intensiver ist seine Farbe.

#### 4. Polarisation des Lichtes im Wasser.

Die Wellenbewegung des Lichtes ist eine transversale, die einzelnen von der Bewegung ergriffenen Ätherteilchen schwingen in einer Richtung senkrecht zum Strahl<sup>1)</sup>. Nun gibt es aber nicht nur eine solche senkrechte Richtung, sondern beliebig viele; das Ätherteilchen kann vertikal schwingen (s. Fig. 29), es kann horizontal schwingen, kurz es kann sich jede beliebige Richtung wählen, alle diese sind senkrecht zum Lichtstrahl. Wenn nun Licht von einem leuchtenden Punkte ausgeht, so haben wir uns (nach Fresnel) vorzustellen, daß wohl in einem Momente eine gewisse Schwingungsrichtung vorhanden ist, im nächsten Momente aber schon wieder eine andere und so fort, daß also, wie

Fig. 29.

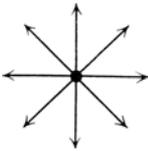
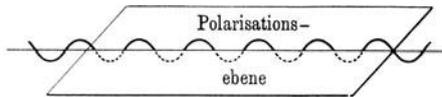


Fig. 30.



man sagt, keine Richtung vor der anderen ausgezeichnet ist. Die Aufeinanderfolge der verschiedenen Richtungen geschieht so rasch, daß in uns die Vorstellung erweckt wird, als beständen alle gleichzeitig nebeneinander.

Es gibt nun Mittel, durch welche man eine bestimmte Schwingungsrichtung herausfangen kann, man kann das Licht zwingen, nur mehr in einer einzigen, zum Strahl senkrechten Richtung zu schwingen. Ein solcher Lichtstrahl heißt dann polarisiert. Diejenige Ebene, welche durch den Strahl geht und auf welcher die Schwingungsrichtung senkrecht steht, heißt die Polarisationsebene (Fig. 30).

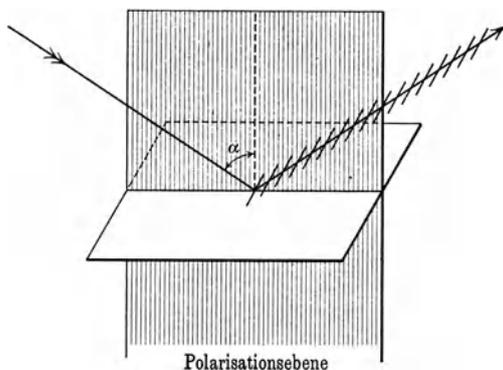
Eine Polarisation des Lichtes kann man z. B. durch Reflexion herbeiführen. Läßt man einen Lichtstrahl auf eine Wasserober-

---

<sup>1)</sup> Der Lichtstrahl ist in der Figur horizontal von vorn nach hinten gehend gedacht und nur durch den Punkt in der Mitte angedeutet.

fläche oder auf eine Spiegelglasplatte fallen, so zeigt es sich, daß der reflektierte Strahl teilweise polarisiert ist; vollständig ist er polarisiert, wenn der Einfallswinkel einen bestimmten Wert  $\alpha$  erreicht hat (Fig. 31). Die Größe dieses  $\angle \alpha$ , des Polarisationswinkels, ist für Luft und Wasser  $\angle \alpha = 53^\circ$ . Das Licht schwingt nach der Reflexion in einer Richtung senkrecht zur Einfallsebene; letztere Ebene stellt also die Polarisationsebene vor.

Fig. 31.



Um das Vorhandensein von Polarisation und um die Schwingungsrichtung des polarisierten Lichtstrahles festzustellen, bedient man sich eines Nicolschen Prismas oder einer Haidingerschen Lupe. Eine Haidingersche Lupe besteht aus einem Stück doppelt brechenden Kristalls (Kalkspat); der Lichtstrahl, welcher durch eine Öffnung auf den Kristall fällt, wird in zwei Strahlen zerspalten, die senkrecht zueinander polarisiert sind. Dreht man den Kalkspat, so ändern die Bilder der Öffnung ihre Helligkeit. Durch Vergleich der beiden Flächen lassen sich sehr kleine Helligkeitsunterschiede konstatieren. Ein Nicolsches Prisma besteht aus zwei Kalkspatprismen, welche so zusammengekittet sind, daß sie nur einen einzigen polarisierten Lichtstrahl hindurchlassen, der beim Drehen des Nicols verschieden hell wird.

Noch eine andere Möglichkeit, das Licht zu polarisieren, müssen wir hier besprechen, nämlich die beim Passieren eines sogenannten trüben Mediums. Unter einem trüben Medium versteht man eine Anhäufung von äußerst kleinen, undurch-

sichtigen Teilchen in einem sonst durchsichtigen Medium, deren Dimension keinesfalls die Größe der Lichtwellenlängen überschreiten darf, sondern entweder von dieser Größenordnung oder kleiner sein muß. Trifft eine Lichtwelle auf ein solches Teilchen, so kann sie nicht mehr reflektiert werden, da das Teilchen zu klein ist, sie wird aber doch in einer gewissen Weise beeinflußt werden.

Fällt weißes Licht auf, so hat die Erfahrung gezeigt, daß die langwelligen roten Strahlen fast ungestört über das Hindernis hinwegschreiten; je kleiner aber die Wellenlängen sind, um so mehr werden sie von ihrer geradlinigen Bahn abgelenkt, sie werden nach allen möglichen Seiten hin zerstreut. Man nennt daher diesen Vorgang eine Diffusion oder Diffraktion des Lichtes. Sohncke<sup>1)</sup> macht dies an einem Beispiele sehr anschaulich: „Wenn Wellen über eine Wasserfläche dahinziehen und einen auf ihr schwimmenden Balken erreichen, so werden sie, falls sie sehr klein sind, an dem Balken zurückgeworfen, während sie bei hinreichender Größe ohne nennenswerte Störung über denselben hinweggehen und ihn mit schaukeln. So müssen auch, wenn Lichtwellen von verschiedener Größe, wie sie den im Weiß enthaltenen Farben zukommen, auf sehr kleine, in der Luft schwebende Körperchen treffen, die kleinsten Wellen, d. h. Blau und Violett, an diesen Körperchen Zurückwerfung oder Zerstreuung erleiden, während die größeren Wellen des Rot und Gelb ungestört über dieselben hinweggehen.“

Das durch ein solches trübes Medium hindurchgelassene Licht besteht also hauptsächlich aus roten und gelben Strahlen, während das zerstreute Licht vorwiegend Blau und Violett enthält.

Als ein in der Natur vorkommendes trübes Medium ist schon von Leonardo da Vinci<sup>2)</sup> die Atmosphäre erkannt worden. Tyndall<sup>3)</sup> erklärte das Zustandekommen des Himmelsblau durch Diffusion an den kleinsten in der Luft vorhandenen Staub- und Wasserteilchen. Auch die Morgen- und Abendröte<sup>4)</sup> läßt sich

---

<sup>1)</sup> L. Sohncke, Gemeinverständliche Vorträge aus dem Gebiete der Physik, S. 146. Jena 1892.

<sup>2)</sup> J. W. v. Goethe, Nachträge zur Farbenlehre, Nr. 26.

<sup>3)</sup> J. Tyndall, Phil. Mag. (4) 37, 388 u. 38, 156.

<sup>4)</sup> E. Lommel, Pogg. Ann. 131, 105 (1867).

als eine durch ein trübes Medium hindurchgegangene Lichterscheinung auffassen.

Nun zeigt ferner das diffundierte blaue Licht eine Polarisation<sup>1)</sup>; das Maximum der Polarisation ist in der Richtung senkrecht zum einfallenden Strahl gelegen.

Bald nach dem Bekanntwerden von Tyndalls Erklärung des Himmelsblau kam Soret<sup>2)</sup>, durch die blaue Farbe des Genfer Sees aufmerksam gemacht, auf die Idee, daß die Wasserfarbe auch teilweise durch Diffusion an solchen feinsten suspendierten Partikelchen bedingt sein könnte. Besonders die von ihm gefundene Polarisation des aus dem Wasser austretenden Lichtes senkrecht zum einfallenden Strahl bestärkte ihn in dieser Ansicht. Die Erscheinung im Wasser ist allerdings, wie auch schon Soret sagt, nur schwach, etwa wie bei „mäßig blauem Himmel“. Damit man die Polarisation überhaupt sehen kann, müssen die Sonnenstrahlen direkt auf die Wasseroberfläche fallen; auch muß die Grenzfläche zwischen Wasser und Luft eben sein, damit die eindringenden Strahlen parallel bleiben. Zur Beobachtung verwendet man ein Rohr, das an dem Ende, wo es ins Wasser eintaucht, mit einer Spiegelglasplatte verschlossen ist; als „Okular“ für dieses Rohr dient am besten eine Haidingersche Lupe.

Nach eingehenden Untersuchungen in den verschiedensten Seen steht nun folgendes Resultat fest: Alle Seen zeigen, wie es auch natürlich ist wegen der vielen größeren im Wasser schwimmenden Teilchen, eine Polarisation durch Reflexion in der Richtung der einfallenden Sonnenstrahlen. Ferner ist in klaren Seen auch eine Polarisation senkrecht zu den einfallenden Sonnenstrahlen vorhanden, wodurch Soret auf den Gedanken kommen konnte, daß man im Wasser ein trübes Medium vor sich habe. Die Polarisation durch Reflexion ist hier gering und die andere Art überwiegt, so daß also tatsächlich in diesem Falle ein Maximum in der Richtung senkrecht zum einfallenden Strahl stattfindet. Bei trüberen Seen sind beide Polarisationen an Stärke ungefähr einander gleich, bei sehr trüben Seen findet ein ausgesprochenes Maximum im Sinne der Polarisation durch Reflexion statt.

---

<sup>1)</sup> J. W. Strutt (Lord Rayleigh), *Phil. Mag.* (4) 1, 274 (1871); (5) 47, 375 (1899).

<sup>2)</sup> J. L. Soret, *Compt. rend.* 58, 911—913; 59, 1192—1194.

Ob man nun die Farbe des Wassers wegen Vorhandenseins des oben erwähnten Polarisationsmaximums in klaren Seen als die eines trüben Mediums ansehen darf, soll im folgenden Abschnitte näher untersucht werden.

## 5. Die Farbe der Seen.

Wie wir geseheu haben, gibt es zwei Möglichkeiten, die Wasserfarbe zu erklären. Nach der Diffraktionstheorie soll sie als die Farbe eines trüben Mediums aufgefaßt werden können, während sie nach der chemischen Theorie ausschließlich durch die Farbe der im Wasser gelösten Substanzen erklärt wird. Der letztere Erklärungsversuch würde das Vorhandensein einer Eigenfarbe für jeden See, wie er auch gefärbt sein mag, ergeben.

Früher glaubte man die Farbe des durchscheinenden Grundes mit hereinziehen zu müssen, oder die Farbe von Pflanzen, die im See wachsen (die sogenannte Seebülte), oder man schrieb der Umgebung einen Einfluß auf die Farbe des Sees zu. Daß man alles dies bei einer Besprechung der Farbe des Wassers an sich außer acht lassen muß, versteht sich von selbst.

Um die Entscheidung zwischen den beiden oben genannten Theorien herbeizuföhren, kann man folgenden Weg einschlagen: Die Farbe eines trüben Mediums kommt nur dann zustande, wenn sehr kleine schwimmende Teilchen im Wasser vorhanden sind, die das auffallende Licht zerstreuen. Wir können uns nun aber ein Wasser verschaffen, in welchem keine solchen Teilchen mehr vorhanden sind, welches, wie man sagt, „optisch leer“ ist. Löst man nämlich im Wasser ein farbloses Salz (Zinkchlorid ist hierfür besonders geeignet), so hat dieses die Eigenschaft, im Niedersinken auch die feinsten, im Wasser suspendierten Körperchen mit sich zu Boden zu nehmen. Bei dieser „Fällung“ durch Salze tritt eine Flockenbildung im Wasser auf, ähnlich einem kleinen Schneegestöber; jede Flocke besitzt als Kern ein Stauteilchen. Läßt man das Wasser genügend lange ruhig stehen, etwa einige Monate, so hat sich die ganze Flüssigkeit geklärt, das Wasser ist optisch leer geworden. Gäbe es einen solchen See mit optisch leerem Wasser, der nur genügend tief sein muß, damit der Grund nicht mehr gesehen werden

kann, so würde uns derselbe vollständig schwarz erscheinen, denn in ihm könnte das ins Wasser eindringende Licht nirgends mehr reflektiert werden.

Es zeigt sich nun, daß die Farbe des reinen optisch leeren Wassers im durchgelassenen Lichte dasselbe Blau ist, wie das des reinen, optisch nicht leeren Wassers. Dies wäre aber nicht möglich, wenn wir im optisch nicht leeren Wasser ein trübes Medium vor uns hätten. Die Absorptionskurve zeigt genau denselben Verlauf wie früher, ja es sind sogar die absoluten Größen des Absorptionskoeffizienten, d. h. die Durchsichtigkeitsverhältnisse, fast dieselben, ein Zeichen, daß auch schon im doppelt destillierten Wasser nur mehr überaus wenig Staub enthalten ist. Übrigens ist die Diffraktionstheorie beim Wasser schon deshalb gegenstandslos, weil reines Wasser, noch bevor es optisch leer gemacht worden ist, im durchgelassenen Lichte dieselbe blaue Farbe zeigt wie im auffallenden, während es als trübes Medium im durchgelassenen Lichte mehr rote und gelbe Strahlen enthalten müßte. Wir dürfen also wirklich von einer Eigenfarbe des reinen Wassers sprechen. Mit dieser Erkenntnis fällt aber auch von selbst die Vorstellung von einer „gelblichen oder rötlichen Dämmerung“ in der Tiefe eines blauen Sees; dort kann nur mehr blaues Licht vorhanden sein.

Wir gehen nun weiter und sehen uns das Wasser der anders gefärbten Seen an. Füllen wir das Wasser eines grünen Sees mit Zinkchlorid, so wird es zwar bedeutend durchsichtiger und klarer werden, aber der Charakter seiner Absorptionskurve bleibt nach wie vor derselbe; durch das Verschwinden der schwimmenden Teilchen ist also wiederum nichts an der Farbenzusammensetzung verändert worden. Daraus ergibt sich, wie schon früher betont wurde, die Konstanz der Farbe eines Sees während der verschiedenen Jahreszeiten; es ändert sich, je nach der Trübung, nur der Ton und die Intensität der Farbe.

Endlich läßt sich aber auch noch ein direkter Beweis dafür erbringen, daß man die natürlichen Gewässer in optischer Beziehung nicht als trübe Medien auffassen darf. Wir vermischen reines, optisch leeres Wasser mit einer alkoholischen Mastixlösung; dadurch wird das Wasser wirklich ein trübes Medium. Bestimmt man nun für dieses Gemisch die spektrale Farbenzusammensetzung des durchgelassenen Lichtes, so ergibt sich,

daß schon bei einem geringeren Grade von Trübung viel mehr Rot und weniger Blau durchgelassen wird, als dies bei natürlichen Gewässern je vorkommt. Die hierdurch gewonnene Absorptionskurve läßt sich mit keiner Kurve eines Sees vergleichen. Da nun schon die Farbe des mit reinem Wasser hergestellten trüben Mediums mit keiner Wasserfarbe übereinstimmt, so würden sich noch viel größere Abweichungen ergeben, wenn das Wasser selbst noch Trübung aufweisen würde oder wenn sich außerdem noch eine grüne oder braune Eigenfarbe hinzugesellte.

Somit dürfte erwiesen sein, daß die im Wasser schwimmenden Teilchen, falls sie selbst farblos sind, nichts zur Wasserfarbe beitragen.

Dasjenige Argument nun, welches Soret auf den Gedanken brachte, das Wasser als trübes Medium anzusehen, war die im Wasser vorhandene Polarisation des Lichtes senkrecht zum einfallenden Strahl. Es muß also doch eine Diffraktion des Lichtes auftreten. Wir haben aber gesehen, daß diese Polarisationserscheinung nur in klarem Wasser deutlich wahrgenommen werden kann; die Betrachtung des klaren Wassers zeigt aber andererseits wieder, daß seine Farbe im reflektierten und durchgelassenen Lichte ganz gleich ist. Daraus muß man den Schluß ziehen, daß die Eigenfarbe des Wassers sehr viel intensiver ist, als das von den feinen Teilchen diffundierte Licht, so daß letzteres gegenüber der Eigenfarbe gar nicht mehr in Betracht kommt. In trüben Seen überwiegen dann die größeren Teilchen schon so sehr die kleinen, daß die Polarisation durch Reflexion die Polarisation senkrecht zum einfallenden Strahl mehr und mehr überdeckt. Es herrscht also überall die Eigenfarbe des Wassers vor.

Wir können nach alle dem als sicher annehmen, daß die Farbe der natürlichen Gewässer allein vom Standpunkte der chemischen Theorie aus betrachtet werden darf, oder mit anderen Worten: das reine Wasser besitzt eine blaue Eigenfarbe; alle Abweichungen von diesem Blau sind einzig und allein als Farben von Lösungen verschiedener Substanzen aufzufassen. Jedes Wasser besitzt also seine spezifische Eigenfarbe.

Somit sind wir auf die Ansicht Wittsteins<sup>1)</sup> zurück-

---

<sup>1)</sup> G. C. Wittstein, Sitzungsber. d. Kgl. bayer. Akad. d. Wiss. in München, S. 603 (1860).

gekommen, der schon im Jahre 1860 in dieser Weise die Wasserfarbe erklärte. Auch Prof. Spring in Lüttich hat in seinen zahlreichen ausführlichen Untersuchungen über die Farbe des Wassers sich im allgemeinen dieser einfachsten Erklärung zugeneigt.

Es fragt sich nun noch, welche Substanzen dem Wasser die verschiedenen Farben zu erteilen imstande sind. Da hat es sich gezeigt, daß vor allem die organischen humösen Stoffe hierfür verantwortlich zu machen sind. Mit steigendem Gehalt an solchen Stoffen wird das Wasser zuerst grün, dann gelblichgrün und endlich braun. Es ergibt sich auch aus der chemischen Analyse, daß blaue Gewässer fast keine, grüne wenig, gelbe und braune dagegen viel organische Bestandteile gelöst enthalten. Gelöster Kalk hat ebenfalls einen Einfluß auf die Farbe; der Gehalt muß aber schon ein außerordentlich großer sein, damit eine grünliche Färbung statt der ursprünglichen blauen erscheint. Endlich können auch noch die in der Natur vorkommenden Eisensalze Ursachen einer Farbenänderung des Wassers sein. Immer aber bleiben die organischen Stoffe der Hauptfaktor.

Die Menge der gelösten Substanz hängt von den geologischen Verhältnissen des Seebeckens und seiner Umgebung ab. In Moorgegenden, ferner da, wo zahlreiche Verwitterungs- und Verwesungsprodukte vorkommen, wie in Urgebirgen auf Granit und Gneis, zeigen die Gewässer eine braune Färbung. Grüne Seen treffen wir in humusärmeren Gegenden, hauptsächlich im Kalkgebirge. Eine blaue Farbe endlich werden zuflußarme Seen besitzen, deren Speisung hauptsächlich durch Quellen geschieht, aber auch Seen, deren Zuflüsse nur über nacktes Gestein gegangen sind. Als Beispiele von Seen letztgenannter Art wären die blauen Gumpen im Rheintal bei Partenkirchen zu nennen, während man als Typus eines Quellsees den Blautopf bei Blaubauern anführen könnte.

Wie sehr die geologische Beschaffenheit des Bodens auf die Farbe des Wassers einwirkt, läßt sich unmittelbar an der Farbenänderung von Flüssen studieren. Die Mangfall, der Abfluß des grünen Tegernsees, passiert auf ihrem unteren Laufe das Aiblinger Moos, nimmt also sehr viel organische Stoffe auf. Die Farbe ihres Wassers verwandelt sich infolgedessen von dem anfäng-

lichen Grün in ein entschiedenes Braungelb. Auch eine Veränderung der Farbe von Braun nach Grün kommt vor; dies geschieht beim Übertritt eines Flusses auf kalkreicheren Boden. Das Calcium verdrängt dann die Alkalien, die zur Lösung der humussauren Bestandteile nötig sind, und es entstehen schwer lösliche humussaure Calciumverbindungen; die Ursache der ursprünglichen Braunfärbung fällt also mehr und mehr weg.

Nach der chemischen Theorie der Wasserfarben lassen sich auch die verschiedenen Farbenabstufungen, welche am Ufer eines Sees auftreten, leicht erklären. Bei klarem Wasser zieht sich längs des Ufers an sehr seichten Stellen ein bräunlicher Rand hin. Hier wirkt die selektive Absorption des Wassers noch nicht, das Gestein oder der Grund ist in seiner ursprünglichen Farbe sichtbar; auch sind hier mehr gelöste humussaure Stoffe vorhanden. Dann folgt eine Zone, wo man den Grund zwar noch sieht, wo aber schon die Absorption des Wassers einigermaßen in Betracht kommt; bei grünen Seen wird dieser Streifen hellgrün sein, bei blauen Seen hell bläulichgrün, gerade wie wenn man reines Wasser durch eine kurze Röhre ansieht. Bei trüben Seen fällt meist die erste braune Zone weg, da hier auch schon in seichtem Wasser die Eigenfarbe deutlich wahrnehmbar ist.

Um die Farbe eines Sees beschreiben zu können, hat man sich vielfach sogenannter Farbenskalen bedient. Durch Mischung verschieden gefärbter Lösungen sucht man hierbei die Farbe des betreffenden Sees nachzuahmen. Eine solche Skala ist zuerst von Forel angefertigt worden<sup>1)</sup>. Er benutzte Lösungen von ammoniakalischem Kupfersulfat und von Kaliumchromat. Durch verschiedene Mischungsverhältnisse dieser beiden Substanzen erhielt er elf Abstufungen vom reinsten Blau bis zum Gelbgrün. Ule<sup>2)</sup> erweiterte die Skala, indem er unter Verwendung von stark ammoniakalischem Kobaltsulfat den blauen und grünen Tönen noch braune hinzufügte. Später hat Ule<sup>3)</sup> eine Skala nach einem anderen Prinzipie angefertigt, wodurch er eine

---

<sup>1)</sup> F. A. Forel, *Le Léman* 2, 462—487 (1895).

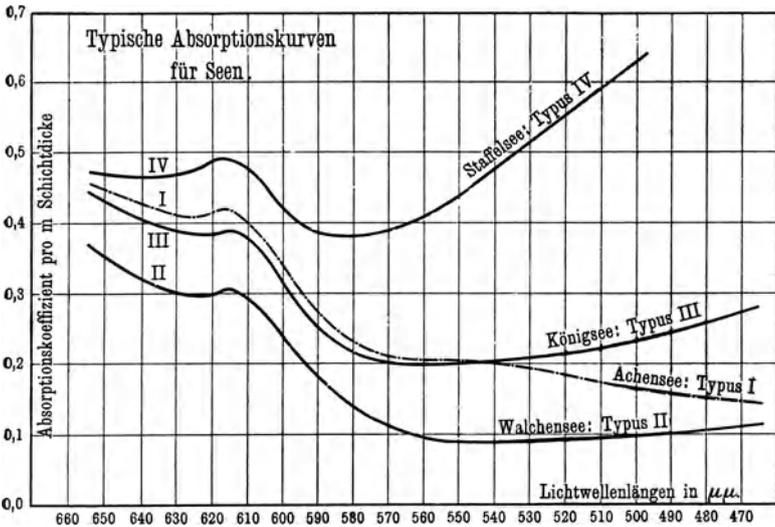
<sup>2)</sup> W. Ule, *Die Bestimmung der Wasserfarbe in den Seen*. Petermanns Mitteilungen 1892.

<sup>3)</sup> Derselbe, *Der Würmsee*, S. 160 (1901).

noch größere Mannigfaltigkeit der Farben, besonders auch ihrer Intensität nach, erzielte. Als Färbeflüssigkeiten verwendete er hier Methylenblau, Kaliumchromat und Kaliumbichromat. Endlich ist auch noch die Raddesse Farrentafel zur Farbenvergleichung verwendet worden.

Die Spektralanalyse aller dieser Skalen zeigt nun, daß ihre Farbenzusammensetzungen wesentlich andere sind als die der Gewässer, daß also keine eine wirkliche Wasserfarbe nachzuahmen vermag. So einleuchtend das Prinzip dem ersten An-

Fig. 32.



schein nach ist, so wenig befriedigt es in physikalischer Hinsicht; auch die praktische Handhabung der Farbenskalen ist durchaus nicht so einfach, wie man vielleicht meinen könnte.

Man wird daher besser tun, wenn man sich bei der Angabe der Farbe eines Sees an die Wasserfarbe selbst hält. Eine ungefähre Schätzung derselben — denn um eine solche kann es sich ja auch bei den Skalen nur handeln — läßt sich aber leicht mit Hilfe eines Taschenspektroskops ausführen. Man wird dabei hauptsächlich folgende vier Gruppen zu unterscheiden haben:

- I. Gruppe: Blau wird nicht absorbiert; Farbe: blau.
- II. Gruppe: Blau wird schwach absorbiert; Farbe: grün.
- III. Gruppe: Blau wird stark absorbiert; Farbe: gelblich-grün.
- IV. Gruppe: Blau wird vollständig absorbiert; Farbe: gelb oder braun.

Diese vier Gruppen lassen sich aber mit dem Spektroskop bei einiger Übung recht sicher feststellen und die Angabe einer derselben genügt vollkommen für die Charakterisierung der Farbe eines Sees.

Um die spektrale Farbenzusammensetzung der vier Seentypen dem Auge recht klar vorzuführen, seien hier die Absorptionskurven von vier derartigen Seen angegeben (Fig. 32).

---

## Vierter Teil.

### Thermik.

---

Von den physikalischen Eigenschaften der Seen sind die thermischen bisher am genauesten erforscht. Aus früherer Zeit liegen eine Menge von Temperaturangaben vor, aber erst Professor E. Richter in Graz hat etwa seit dem Jahre 1890 System in die Untersuchungen gebracht, indem er auf verschiedene Eigentümlichkeiten im thermischen Verhalten der Seen aufmerksam machte und deren näheres Studium veranlaßte.

Wir wollen die Wärmeverhältnisse der Seen von zwei Gesichtspunkten aus betrachten. Zuerst soll uns die Thermometrie, die Messung der Temperaturen, beschäftigen, dann wollen wir uns der Kalorimetrie, der Besprechung des in den Seen enthaltenen Wärmeverrates, zuwenden.

#### 1. Thermometrie.

##### A. Allgemeine Thermometrie.

Wir können zwei Hauptursachen der Erwärmung eines Sees angeben: die direkte Sonnenstrahlung und die Wärme-

leitung. Was sonst noch als Wärmequelle in Betracht kommen könnte, ist meist von geringer Bedeutung; man könnte noch dem Winde<sup>1)</sup> einen etwas größeren Einfluß auf die Temperaturverhältnisse zugestehen, auch die Zuflüsse werden, wenigstens in der nächsten Umgebung ihrer Mündung, die Temperatur des Sees lokal verändern können. Man hat auch geglaubt, die Einwirkung der Erdwärme in den dem Seegrunde benachbarten Wasserschichten bemerken zu können, doch scheinen die Temperaturerhöhungen von einigen Zehntel Grad, welche dort zuweilen auftreten, nicht immer von dieser Ursache allein herzurühren.

Wir haben schon in den Vorbemerkungen die Eigentümlichkeit des Wassers besprochen, daß es bei  $+ 4^{\circ}$  C seine größte Dichtigkeit besitzt; wärmeres und kälteres Wasser ist leichter. Da nun die einzelnen Wasserteilchen sehr leicht gegeneinander verschiebbar sind, so können sich Schichten verschiedener Dichte, also auch verschiedener Temperatur einstellen. Wasser von  $4^{\circ}$  wird sich zu unterst befinden, darüber lagert je nachdem wärmeres oder kälteres Wasser. Nimmt die Temperatur eines Sees von oben nach unten zu ab, so sagt man, sein Wasser besitzt die direkte Temperaturschichtung; im anderen Falle, wenn über dem Grundwasser von  $4^{\circ}$  kälteres Wasser liegt, spricht man von einer verkehrten Temperaturschichtung.

Wir wollen nun den Einfluß der einen Hauptwärmequelle, der Sonnenstrahlung, etwas näher betrachten. Die Sonne sendet uns bekanntlich nicht nur Licht, sondern auch Wärme zu. Diese Wärmewirkung der Sonnenstrahlen wächst gegen das rote Ende des Spektrums zu und geht noch weit über den sichtbaren Bereich ins Ultrarote hinein. Fallen nun direkte Sonnenstrahlen auf die Oberfläche eines Sees, so wird ein Teil davon reflektiert, der übrige Teil dringt ins Wasser ein. Der Verlust durch die Reflexion kann unter Umständen einen bedeutenden Betrag ausmachen: bei glatter Oberfläche und bei tiefem Sonnenstande können 68 Proz. der auftreffenden Wärmestrahlung dadurch beseitigt werden<sup>2)</sup>. Daß das reflektierte Quantum ziemlich groß

---

<sup>1)</sup> A. Delebecque, Les lacs français. Paris 1898.

<sup>2)</sup> L. Dufour, Recherches sur la réflexion de la chaleur solaire à la surface du lac Léman. Bull. Soc. Vaud. sc. nat. 12, 1. Lausanne 1873.

ist, kann man leicht an warmen sonnigen Tagen selbst erkennen: auf dem See ist es dann, wenn kein Wind geht, immer bedeutend wärmer als auf dem Lande, wo die Reflexion nicht so stark ist. Was von der Sonnenstrahlung in den See eindringt, erleidet dort Absorption. Nun haben wir gesehen, daß das Wasser gerade die roten Strahlen äußerst begierig absorbiert; diese können also im Vergleich zu den grünen und blauen Strahlen nur wenig tief hinunter gelangen. Die ganze in den See eindringende Wärmeenergie der Sonnenstrahlung wird daher schon in den obersten Wasserschichten abgegeben. Ist der See tief, so wird durch direkte Strahlung nie mehr Wärme in seine untersten Partien gelangen können; nur an seichten Stellen oder in wenig tiefen Seen wird das Wasser auf diese Weise bis auf den Grund erwärmt.

Wir bemerken aber, daß auch nach dem Aufhören der direkten Strahlung noch Wärme durch die Oberfläche in den See eindringt oder daß auch in der Tiefe sich die Wärme immer weiteren Schichten mitteilt. Diese Erscheinungen müssen wir der Fähigkeit des Wassers, die Wärme zu leiten, zuschreiben.

Diese Wärmeleitfähigkeit ist allerdings sehr klein; eine Vorstellung von ihrer Größe läßt sich folgendermaßen gewinnen: Besteht zwischen der oberen und unteren Fläche einer 1 cm dicken Wasserschicht die Temperaturdifferenz von  $1^{\circ}\text{C}$  und haben die beiden Begrenzungsflächen der Schicht die Größe von  $1\text{ qcm}$ , so fließt durch diese Schicht in 1 Sekunde so viel Wärme, daß durch nur  $0,00124\text{ g}$  Wasser um  $1^{\circ}$  erwärmt werden könnten.

Man kann einen See in thermischer Beziehung in drei Zonen einteilen:

In der ersten Zone, deren Tiefe etwa einige Meter beträgt, sind noch die kleinen Schwankungen in der Temperatur der obersten Schichten des Sees fühlbar; insbesondere macht sich die nächtliche Abkühlung in dieser Zone bemerkbar; man kann sie daher als die Zone der täglichen Variationen oder auch, in bezug auf späteres, als die thermische Oberfläche bezeichnen.

In der zweiten Zone haben die täglichen Variationen keinen Einfluß mehr, die direkte Wärmestrahlung ist aber noch wirksam. Wie wir sehen werden, ist diese Zone durch die thermische Sprungschicht ausgefüllt.

In der dritten Zone hat auch die Wärmestrahlung keine Macht mehr, da die roten Strahlen schon zu stark absorbiert sind. Den Wärmetransport besorgt hier einzig und allein die Wärmeleitung. Da, wie wir gesehen haben, die Wärmeleitfähigkeit des Wassers außerordentlich klein ist, so können in dieser dritten Zone die Temperaturunterschiede nur mehr sehr gering sein; die Fortleitung der von oben her innerhalb eines Jahres eindringenden Wärmewelle geschieht sehr langsam. Man kann daher diese Zone mit ziemlicher Annäherung an die tatsächlichen Verhältnisse als die thermisch unveränderliche Zone bezeichnen.

Außer der selektiven Absorption hat auch der Grad der Durchsichtigkeit einen Einfluß auf die Temperatur. Die schwimmenden Teilchen im Wasser reflektieren nicht nur die auftreffenden Sonnen- oder Wärmestrahlen, sondern sie absorbieren sie auch und zwar stärker als das Wasser selbst. Von dieser Wärme teilen sie ihrer Umgebung mit. Es wird sich daher ein trüber See schneller erwärmen als ein klarer, allerdings nur in seinen obersten Schichten, hier aber ziemlich stark, die unteren Partien bleiben kalt. In klarem Wasser dagegen können die Wärmestrahlen in größere Tiefen gelangen; bei solchen Seen ist dann die Erwärmung der einzelnen Partien zwar geringer, sie erstreckt sich aber auf eine um so mächtigere Schicht.

Bezüglich ihres thermischen Verhaltens können wir nach Forel drei Typen von Seen unterscheiden:

1. Tropische Seen. Die Temperatur ihres Wassers ist immer höher als  $4^{\circ}$  oder höchstens gleich derjenigen des Dichtemaximums, die Schichtung ist immer eine direkte. Solche Seen kommen in der tropischen Zone und in warmen Gegenden der gemäßigten Zone vor. Es gehören diesem Typus z. B. die oberitalienischen Seen und der Genfer See an. Der Gardasee erreicht in seinen Tiefen nicht einmal das Dichtemaximum; die Temperatur beträgt dort  $7,8^{\circ}$  C.

2. Temperierte Seen. Die Temperatur des Wassers liegt im Sommer über, im Winter unter  $4^{\circ}$ , die Schichtung ist also zeitweise direkt, zeitweise verkehrt. Hierher gehören unsere deutschen Seen sowie die meisten Seen des gemäßigten Europa.

3. Polare Seen. Die Temperatur ihres Wassers liegt immer unter derjenigen des Dichtemaximums oder kommt dieser höch-

stens gleich, die Schichtung ist immer eine verkehrte. Solche Seen kommen in der kalten Zone und auf hohen Gebirgen der gemäßigten Zone vor.

Da, wie gesagt, unsere deutschen Seen zu dem temperierten Typus gehören und dieser Typus auch die beiden anderen Typen mit einschließt, so wollen wir uns darauf beschränken, die Temperaturverhältnisse, wie sie im Laufe eines Jahres auftreten, für diese Art von Seen im allgemeinen zu betrachten.

Im Frühjahr erwärmt sich der See durch die Einwirkung der Sonnenstrahlung allmählich, zuerst an der Oberfläche, dann immer tiefer hinab, je nachdem die Wärmestrahlen in der betreffenden Tiefe noch zu wirken vermögen. Es bilden sich mit der Zeit die oben besprochenen drei Zonen aus. Durch die Wärmeleitung werden auch nach und nach Partien der dritten Zone erwärmt. Ist im Sommer die maximale Erwärmung erreicht, was unter normalen Umständen Ende August oder Anfang September der Fall ist, so bleibt der thermische Zustand des Sees längere Zeit fast unverändert. Mit dem Eintritt kühlerer Witterung beginnt dann die Abkühlung der Oberfläche. Die Abgabe von Wärme an die Umgebung, die Ausstrahlung des Sees, geht mitunter rasch vor sich; bei starken Temperaturunterschieden zwischen Luft und Wasser kann ein Dampfen des Sees beobachtet werden. In dieser Zeit schreitet die Erwärmung der Tiefe immer noch weiter fort. Das abgekühlte Wasser der Oberfläche sinkt unter, bis es auf Wasser von gleicher Temperatur stößt; die dabei auftretenden vertikalen Strömungen nennt man thermische Konvektionsströme. In der angegebenen Weise kühlt sich der See seiner ganzen Tiefe nach bis auf  $4^{\circ}$  ab. Unter günstigen Umständen kann man den Moment konstatieren<sup>1)</sup>, wann dies der Fall ist. Der hydrostatische Druck und der Gehalt des Wassers an gelösten Bestandteilen beeinflusst die Temperatur des Dichtemaximums etwas, doch ist bei den Seen die Differenz kaum merklich. Die weitere Abkühlung der oberen Schichten unter  $4^{\circ}$  beginnt im allgemeinen bereits, ehe die tieferen auf  $4^{\circ}$  abgekühlt sind (Halbfaß); die direkte Schichtung macht jetzt der verkehrten Schichtung Platz. Bei anhaltender Kälte kann eine Abkühlung bis auf  $0^{\circ}$  und somit Eisbildung eintreten.

---

<sup>1)</sup> W. Halbfaß, Beitrag zur Kenntnis der pommerschen Seen. Peterm. Mitt., Ergänz.-Heft Nr. 136, 1901.

Je nach der Farbe und Durchsichtigkeit des Wassers kann das thermische Verhalten zweier Seen, deren Erwärmung sonst unter gleichen äußeren Umständen vor sich geht, ganz verschieden sein.

Die maximale Temperatur, welche ein See erreichen kann, ist natürlich auch abhängig von der Dauer der täglichen Besonnung. Seen, welche in tiefen Einschnitten des Gebirges liegen, werden durchwegs kälter sein als solche, welche im offenen Lande den ganzen Tag der Bestrahlung ausgesetzt sind.

## B. Spezielle Thermometrie.

### Oberflächentemperaturen.

Der Begriff „Oberfläche“ muß hier etwas weiter gefaßt werden wie gewöhnlich. Wir wollen als die thermische Oberfläche eines Sees nicht nur die Grenzfläche zwischen Luft und Wasser bezeichnen, sondern darunter jenen Teil des Sees verstehen, innerhalb welchen sich noch die kleineren Temperaturschwankungen der obersten Wasserschichten fühlbar machen. Wir haben diese Schicht schon als die erste thermische Zone kennen gelernt.

Die Oberfläche vermittelt jeglichen Verkehr des Sees mit der Außenwelt, durch sie wird dem See auch sämtliche Wärme zugeführt. Diese Schicht ist treffend als ein Fremdkörper bezeichnet worden, der auf den tieferen Partien eines Sees schwimmt. Eine Erwärmung oder Abkühlung, die von außen her in das Wasser eindringt, wird die unteren Teile der Oberflächenschicht selbstverständlich später erreichen als die höher gelegenen, auch ist die Wirkung unten schwächer als oben, aber doch läßt sich noch in mehreren Metern Tiefe, bei sehr klarem Wasser noch in etwa 10 m, eine Reaktion auf die kleineren Temperaturvariationen am Seespiegel erkennen.

Messungen der Temperatur an der Oberfläche werden mittels sogenannter Pinselthermometer<sup>1)</sup> ausgeführt. Die Quecksilberkugel eines solchen Instrumentes wird in eine Mischung von

---

<sup>1)</sup> J. R. Lorenz v. Liburnau, Der Hallstätter See. Mitt. d. k. k. geogr. Gesellsch. in Wien 41, 103 ff (1898).

geschmolzenem Wachs und Harz getaucht, mit Guttapercha überbunden und dann mit einem Hanfpinsel umgeben. Diese Thermometer sind, wie man sagt, träge, d. h. sie sind sehr wenig empfindlich gegen schnelle Temperaturänderungen, gestatten also ein sicheres Ablesen, ohne daß man dabei eine Änderung des Quecksilberstandes zu befürchten hat. Um die Temperatur in verschiedenen Tiefen der thermischen Oberflächenschicht zu gleicher Zeit zu erhalten, wird man am besten die Anordnung von Richter<sup>1)</sup> nachahmen, der an einer horizontalen Stange mehrere träge Thermometer von Fünftelgradteilung so befestigte, daß dieselben verschieden tief ins Wasser eintauchten. Ein Thermometer, das in der Nähe im Schatten eines Hauses aufgehängt ist, gibt die Lufttemperatur an. Liest man nun zu verschiedenen Stunden des Tages ab, so erhält man ein Bild vom Gange der Temperatur in der obersten Zone.

Um einwandfreie Beobachtungsergebnisse zu erhalten, darf man sich bei diesen Messungen nie zu nahe am Ufer aufhalten, denn das Wasser der Uferpartien ist im Sommer immer wärmer, im Winter immer kälter als das des tiefen Sees. Die Temperaturdifferenzen können mehrere Grade betragen. Aber auch im eigentlichen See sind die Temperaturen der Oberfläche oft sehr verschieden voneinander; man kann nie sagen, der ganze See hat heute die und die Temperatur.

Gehen wir nun etwas näher auf diese lokalen und zeitlichen Temperaturdifferenzen ein. Man kann sagen, daß die Temperatur der Oberfläche eine Funktion des Sonnenstandes ist; diese Funktion ist natürlich für jeden See eine andere, je nach seiner Lage. Bei Tage erfolgt eine Erwärmung, die aber, wenn der See von Bergen eingeschlossen ist, nicht an allen Teilen gleichmäßig ist. Die maximale Erwärmung findet gewöhnlich in den Nachmittagsstunden statt. Von da ab fällt die Temperatur wieder und bei Nacht tritt eine ziemlich bedeutende Abkühlung ein. In klaren Nächten ist dieser Verlust an Wärme durch Ausstrahlung größer als in Nächten mit bedecktem Himmel. Das Minimum der Temperatur infolge der Abkühlung tritt meist erst in den Morgenstunden ein. Damit von Tag zu Tag eine wirk-

---

<sup>1)</sup> E. Richter, Seestudien. Geogr. Abhandl. 6, Heft 2, S. 32, Wien 1897.

liche Temperaturzunahme des Wassers Platz greifen kann, muß die Erwärmung schon eine sehr bedeutende sein, sonst wird sie durch die nächtliche Abkühlung wieder rückgängig gemacht.

Die Oberflächenschicht gibt auch nach unten fortwährend Wärme ab, ihre Temperatur vermindert sich also auch durch die Wärmeleitung; doch ist dieser Betrag unbedeutend.

Die thermischen Vorgänge, welche sich zur Zeit des Vorhandenseins der verkehrten Schichtung an der Oberfläche abspielen, entsprechen denen im Sommer, nur finden sie in umgekehrter Weise statt. Jetzt ist oben das kalte Wasser, unten eine mächtige wärmere Schicht von etwa 4°. Bei Sonnenschein erwärmt sich die Oberfläche, das warme Wasser sinkt unter und vermischt sich mit tiefer liegenden Schichten. Was im Sommer bei Nacht geschieht, geht im Winter bei Tage vor sich, nämlich die Ausbildung einer gleichmäßig temperierten Zone. Bedeckter Himmel hindert im Sommer die Ausstrahlung, im Winter die Erwärmung.

Den Hauptanteil an der Erwärmung des Wassers hat, wie schon früher betont wurde, die direkte Sonnenstrahlung. Richter<sup>1)</sup> hat beobachtet, daß bei wolkenlosem Himmel die Temperatur der Oberfläche sich auch dann erhöht, wenn die Lufttemperatur weit unter der des Wassers bleibt. In der Regel, sagt er, beginnt das Steigen der Oberflächentemperatur, wenn ein solches überhaupt an einem Tage beobachtet wird, immer schon, bevor die Lufttemperatur die Wassertemperatur erreicht hat. Nur die Abkühlung bei der Nacht ist größtenteils von der Lufttemperatur abhängig.

Da die Temperatur der Oberflächenschicht an die Tageszeit gebunden ist, so ist die Bemerkung von Richter sehr angebracht<sup>2)</sup>, „daß Beobachtungen unbrauchbar sind, bei denen nicht die Tagesstunde angegeben ist, wie das bei den Angaben der Badeanstalten gewöhnlich der Fall ist. An sonnigen Tagen ist die Morgentemperatur für die Wärme späterer Tagesstunden keineswegs maßgebend. Bei heißem Sonnenschein kann die Temperatur sehr rasch von einer physiologisch unangenehmen in eine sehr angenehme Badewärme übergehen“.

---

<sup>1)</sup> E. Richter, a. a. O. S. 34.

<sup>2)</sup> Ders., ebend. S. 38.

Außer einer täglichen Periode kann man natürlich auch eine jährliche Periode in den Schwankungen der Oberflächentemperatur konstatieren. Diese jährliche Periode fällt zusammen mit der Periode der Erwärmung und Abkühlung des Sees überhaupt.

Über die Wirkungen des Windes auf die Temperatur der Oberflächenschicht hat Richter<sup>1)</sup> bemerkenswerte Beobachtungen gemacht. Er behauptet, daß der Wind bei Tage die Einstrahlung der Wärme, bei Nacht die Ausstrahlung verhindert. Weht also bei Sonnenschein starker Wind, so wird sich die Oberfläche nicht so kräftig erwärmen, als wenn Windstille herrschte. Seen, welche häufig von heftigen Winden heimgesucht werden, zeigen in der Tat eine geringere Oberflächentemperatur, als man ihrer Lage nach vermuten sollte. Ein Beispiel eines solchen Sees ist der Gardasee. Die Erklärung dieser Wirkung des Windes ist jedenfalls darin zu suchen, daß infolge der steten Bewegung des Wassers überhaupt keine regelmäßige Ein- und Ausstrahlung stattfinden kann. Die Grenzflächen zwischen Wasser und Luft haben in jedem Moment eine andere Gestalt, meist ist auch die Neigung gegen die Horizontale ziemlich groß, kurzum es treten fortwährend Störungen auf. Außerdem werden durch die Wellenbewegung die oberen Wassermassen immer wieder vermischt, wodurch sich allenfalls vorhandene Temperaturdifferenzen sofort innerhalb eines größeren Bezirkes ausgleichen; dadurch tritt aber eine tatsächlich vorhandene Vermehrung oder Verminderung der Wärme weniger schnell und deutlich in Erscheinung. Man könnte demnach eigentlich diese ganze dem Winde zugeschriebene Wirkung vielmehr auf Rechnung der Wellenbewegung setzen; der Wind ist hieran nur indirekt beteiligt.

Bei heißem und ruhigem, windstillem Wetter, wenn die Seefläche glatt daliegt, kann neben einer vollständigen Durchwärmung des Sees durch die direkte Sonnenstrahlung auch noch eine sehr warme, dünne Schicht von nur einigen Centimetern Dicke an der Oberfläche beobachtet werden. Das Zustandekommen einer solchen Schicht muß der Wärmeübertragung aus der wärmeren Luft in das kühlere Wasser zugeschrieben werden.

Es soll auch nicht unerwähnt bleiben, daß lokale Differenzen in der Oberflächentemperatur entstehen können infolge von Trü-

---

<sup>1)</sup> E. Richter, a. a. O. S. 35.

bung einiger Stellen des Sees durch Zuflüsse, endlich durch lokale Regengüsse, Hagelschauer oder Schneefälle.

#### Tiefentemperaturen.

Unter „Tiefe“ verstehen wir hier die zweite und dritte thermische Zone, d. h. die Wassermasse eines Sees von der Stelle an, von wo ab die kleineren Temperaturvariationen, wie sie z. B. die nächtliche Abkühlung mit sich bringt, nicht mehr bemerkbar sind, bis hinab zum Grunde. Wie sich der Wechsel der Temperatur im Laufe eines Jahres vollzieht, haben wir zwar im allgemeinen schon betrachtet, doch müssen wir hier noch auf einige sehr wesentliche Einzelheiten näher eingehen.

Zuvor möchte ich nur kurz die Instrumente erwähnen, mit welchen die Messungen der Temperaturen in der Tiefe ausgeführt werden. Für die meisten Zwecke genügt ein Maximum- und Minimumthermometer, wie solche bei Kappeller in Wien für Seemessungen angefertigt werden. Diese arbeiten recht zuverlässig und sind leicht zu handhaben. Etwas genauer sind vielleicht die sogenannten Umkehrthermometer von Negretti und Zambra<sup>1)</sup>. Durch Auffallen eines Gewichtes auf eine Hebelvorrichtung kippt das Thermometer um und der Quecksilberfaden reißt ab. Endlich gibt es noch elektrische Meßapparate, welche auf der Änderung des elektrischen Widerstandes durch die Temperatur beruhen. Diese Thermometer haben zwar den Vorzug, daß man sie zum Zwecke einer Ablesung nicht erst heraufziehen muß, doch erfordern sie das Mitnehmen von verschiedenen anderen Hilfsgegenständen, wie galvanische Elemente, Widerstände, Kabel usw.; sie sind daher eher für Messungen im Meere zu empfehlen, wo das jedesmalige Heraufziehen aus großen Tiefen zu lange Zeit in Anspruch nehmen würde.

Die Thermometer werden, gerade wie die Scheiben zur Bestimmung der Sichttiefe, an einem Drahtseile befestigt, das durch einen Kurbelbetrieb in Bewegung gesetzt wird.

Bevor man ein Thermometer zu entscheidenden Messungen benutzt, muß es geprüft werden. Dies kann geschehen einmal dadurch, daß man es mit einem von der Physikalisch-Technischen

---

<sup>1)</sup> Negretti et Zambra, Deep-sea inverting thermometer. Nature 18, 348. London 1878.

Reichsanstalt geeichten Thermometer vergleicht, oder aber dadurch, daß man es eicht. Zu dem Zwecke steckt man es zuerst in schmelzendes Eis und bestimmt den Nullpunkt; dann bringt man es in den Dampf einer siedenden Flüssigkeit. Den wahren Siedepunkt für den zurzeit herrschenden Barometerstand kann man aus Tabellen entnehmen oder berechnen und die Korrektur am Thermometer anbringen. Dann beobachtet man nochmals den Nullpunkt, um die Depression des Quecksilbers infolge der thermischen Nachwirkung des Glases feststellen zu können. Solche Nachwirkungen sind bei dem Jenenser Normalglase so gut wie gar nicht vorhanden; man wird also am besten dieses Glas für Thermometer verwenden. Ferner muß man das Rohr kalibrieren, d. h. man muß nachsehen, ob es überall den gleichen Querschnitt hat. Endlich muß noch untersucht werden, wie viel Einfluß die Kompression des Glases infolge des verschiedenen Wasserdruckes auf die Einstellung des Thermometers hat. Nachdem das Thermometer auf diese Weise geeicht ist, muß auch noch die Einstellungsgeschwindigkeit bestimmt werden. Bei Tiefseethermometern, die doch gewöhnlich nicht durch Umwicklung der Kugel eigens träge gemacht werden, wird in den meisten Fällen eine Zeit von fünf Minuten reichlich zur Einstellung genügen.

Wir wenden uns nun den Eigentümlichkeiten der zweiten thermischen Zone zu. Prof. Richter in Graz hat im Jahre 1889 im Wörther See in Kärnten die Entdeckung gemacht, daß die Temperatur im Sommer durchaus nicht gleichmäßig von oben nach unten hin abnimmt, wie man eigentlich vermuten sollte, sondern daß dies sprungweise geschieht, so daß auf 1 m Tiefenunterschied oft schon mehrere Grade Temperaturdifferenz treffen. Um diese Erscheinung genauer zu studieren, befestigte er an einer vertikalen Latte mehrere Thermometer so, daß die Kugeln immer 20 cm voneinander entfernt waren. Er erhielt auf diese Weise die in umstehender Tabelle angegebenen Beobachtungsreihen<sup>1)</sup>.

Man sieht daraus, daß bis zu einer gewissen Tiefe, in diesem Falle etwa bis zu 10 m, die Temperatur sich nur wenig ändert (diese Schicht entspricht unserer ersten thermischen Zone), dann aber nimmt sie innerhalb kleiner Zwischenräume sehr rasch ab.

---

<sup>1)</sup> E. Richter, Seenstudien, S. 67, 1897.

Tiefe in m	17. Sept. 1890 Mar. Wörth 11 <sup>30</sup> a—12 <sup>30</sup> p	17. Sept. 1890 Pörschach 3—4 <sup>30</sup> p	11. Sept. 1890 Krumpendorf 9 <sup>30</sup> —11 a
0	17,8 <sup>0</sup>	17,6 <sup>0</sup>	19,0 <sup>0</sup>
5	17,5	—	18,5
10,0	17,5	17,5	18,0
10,2	17,4	17,3	18,0
10,4	17,4	17,3	17,4
10,6	17,7	17,1	16,1
10,8	17,4	16,4	15,0
11,0	15,2	14,3	14,4
11,2	13,9	12,7	13,7
11,4	13,0	12,0	13,0
11,6	12,6	11,7	12,4
11,8	11,6	11,0	12,1
12,0	10,7	10,6	10,9
15	8,0	8,0	—
20	6,8	6,6	—
30	6,2	5,5	—

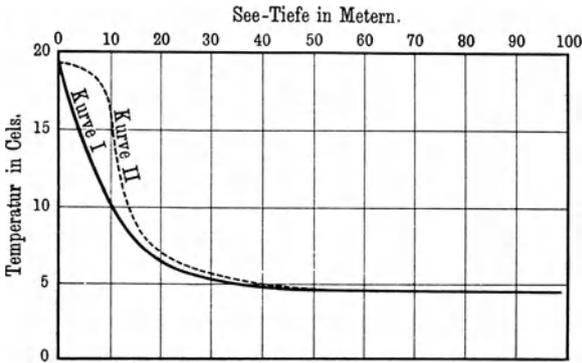
endlich, etwa von 15 m an, sind die Differenzen wieder kleiner, bis dann in größeren Tiefen die Unterschiede von Meter zu Meter überhaupt unmerklich werden.

Die Zone, in welcher die großen Temperatursprünge auftreten, hat Richter die Sprungschicht genannt. Es hat sich in der Folge gezeigt, daß eine Sprungschicht nicht nur in diesem einen See vorhanden ist, sondern daß sie in den Sommermonaten fast in jedem tieferen See von tropischem oder temperiertem Typus mehr oder weniger stark ausgeprägt vorkommt.

Wie sich schon aus den oben angeführten Messungsreihen ersehen läßt, ist die Abnahme der Temperatur in der Sprungschicht nicht regelmäßig, die Unterschiede sind in den höher gelegenen Partien derselben innerhalb gleicher Intervalle größer als in den tiefer gelegenen. Es läßt sich dies leicht aus der allmählich fortschreitenden Absorption der Wärmestrahlen durch das Wasser erklären. Überhaupt ist die Lage der Sprungschicht einzig und allein durch die Tiefe des Eindringens der Wärmestrahlen bedingt.

Wären die Ursachen, welche die Ausbildung der ersten Zone verursachen, nicht vorhanden, so würde gleich von der Oberfläche an ein stetiger Temperaturabfall beginnen, ganz entsprechend der Absorption der roten Wärmestrahlen. Man kann dies graphisch veranschaulichen. Die Tiefe des Sees in Metern tragen wir in horizontaler Richtung auf, die entsprechenden Temperaturen in vertikaler Richtung. Ohne Oberflächenschicht würde die Temperatur etwa so verlaufen, wie sie durch Kurve I (Fig. 33) dargestellt ist<sup>1)</sup>. Eine sprungweise Änderung der Temperatur wäre

Fig. 33.



nicht möglich. Nun ist aber in Wirklichkeit die Zone fast gleicher Temperatur an der Oberfläche vorhanden, wo die Kurve beinahe horizontal verläuft. Damit diese nun in größeren Tiefen die niederen Temperaturen der Kurve I erreichen kann, muß sie sehr schnell abfallen, entsprechend der Kurve II. Auf diese Weise läßt sich die Notwendigkeit des Vorhandenseins der Sprungschicht einsehen. Daß dies aber nur bei temperierten Seen, in manchen Fällen wohl auch bei tropischen Seen vorkommen kann, ist ebenfalls ohne weiteres klar; denn die polaren Seen besitzen ja keine so großen Temperaturdifferenzen, daß von Temperatursprüngen die Rede sein könnte. Aber auch bei tropischen Seen, welche eine sehr hohe Tiefentemperatur und eine verhältnismäßig niedrige

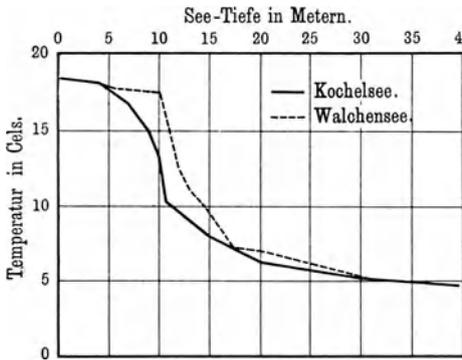
<sup>1)</sup> Vgl. bei H. Hergesell u. R. Langenbeck, Die Seen der Südvogesen. Geogr. Abh. a. d. Reichslanden Elsaß u. Lothringen, 1. Heft, 1892.

Oberflächentemperatur besitzen, wird eine deutliche Sprungschicht nicht auftreten.

Da die roten Strahlen des Sonnenlichtes maßgebend sind für die Entstehung der Sprungschicht, so kann ihre Lage auch auf photographischem Wege festgestellt werden, indem man mit rot-empfindlichen Platten und Rotfiltern den Lichteindruck in verschiedenen Tiefen aufnimmt<sup>1)</sup>.

Halbfaß<sup>2)</sup> und Delebecque<sup>3)</sup> sprachen die Vermutung aus, daß die Lage und Intensität der Sprungschicht von der Beckenform eines Sees abhängig ist. Es mag zugegeben werden,

Fig. 34.



daß die Grundverhältnisse in nicht zu großen Tiefen auf die thermische Schichtung einen Einfluß haben, bei tiefen Seen ist aber jedenfalls nur mehr die Strahlung von oben her ausschlaggebend.

Infolge davon, daß die gesamte Sonnenstrahlung, also auch die Wärmestrahlung,

in trübe Gewässer nicht so tief einzudringen vermag, wird dort die Sprungschicht wesentlich höher liegen als in klaren Seen. Als Beispiele möchte ich zwei von mir im Jahre 1902 in bayerischen Seen gemessene Temperaturreihen anführen (s. nebenstehende Tabelle).

Die graphische Darstellung läßt die Verhältnisse noch deutlicher erkennen (Fig. 34).

Es fragt sich nun, ist dieser Zustand der Temperaturschichtung, der durch die Sprungschicht dargestellt wird, auch beständig? Es ist selbstverständlich, daß bei einer Bewegung, die durch das

<sup>1)</sup> Ich hoffe im nächsten Sommer mit einem eigens zu diesem Zwecke konstruierten photographischen Apparate solche Messungen ausführen zu können.

<sup>2)</sup> W. Halbfaß, Peterm. Mitt. 44, Literaturbericht S. 92, 1898.

<sup>3)</sup> A. Delebecque, Les lacs français. Paris 1898.

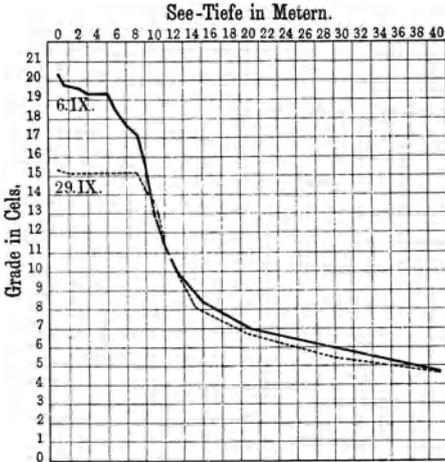
Tiefe in m	Kochelsee	Walchensee
	26. August 1902 Sichttiefe 4,2 m	3. September 1902 Sichttiefe 20,5 m
0	18,3 <sup>0</sup>	18,4 <sup>0</sup>
1	18,3	18,0
2	18,3	—
3	18,3	—
4	18,0	—
5	17,8	—
6	17,0	17,8
7	16,5	—
8	16,1	17,7
9	15,0	17,7
10	13,2	17,7
11	10,2	15,0
12	9,8	12,4
13	—	11,0
14	—	10,2
15	8,0	9,0
16	—	8,3
17	—	7,7
18	—	—
19	—	—
20	6,8	7,6
25	—	—
30	5,4	5,4
40	4,7	4,7

Eintauchen oder Heraufziehen des Thermometers veranlaßt wird, die Wassermassen sich etwas vermischen und ihre Temperatur gegeneinander ausgleichen. Immerhin ist die Veränderlichkeit in der Schichtung gering; sie ist im Verhältnis dazu, daß sie oft überaus stark ausgeprägt ist, sogar sehr stabil.

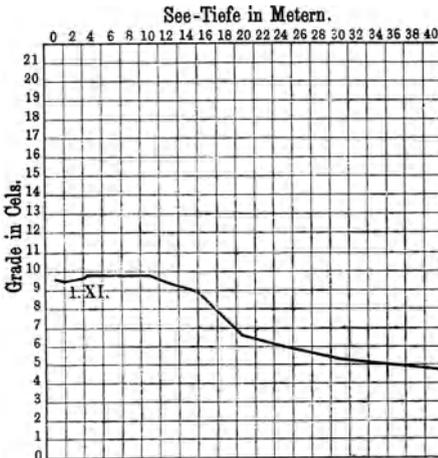
Eine Sprungschicht existiert im Winter natürlich nicht, sie entsteht erst im späteren Frühjahr unter Einwirkung der kräftigeren Sonnenstrahlung. Solange überhaupt eine Erwärmung des Sees stattfindet, bildet sie sich weiter, erreicht also ihre maximale Ausbildung unter normalen Verhältnissen etwa Anfang September. Wenn der See sich wieder abzukühlen beginnt, so

sinkt, wie wir gesehen haben, das kühle Wasser der Oberfläche hinunter, bis es auf Wasser von gleicher Temperatur trifft. Bei fortschreitender Abkühlung wird daher die Sprungschicht immer dünner und dünner, bis sie endlich wieder ganz verschwindet.

Fig. 35.  
September.



November.



Eine Darstellung dieses Vorganges geben die folgenden Temperaturkurven, welche im Kochelsee von Anfang September bis Anfang November 1902 aufgenommen wurden.

Die Ausbildung der Sprungschicht in einem und demselben See ist nicht jedes Jahr gleich. Es kommt dabei auf die Witterung an und besonders auf die Witterung in den ersten Sommermonaten; ist von Juni bis August regnerisches, kühles Wetter, so kann auch eine längere Wärmeperiode im September keine so intensive Erwärmung des Wassers mehr bringen, daß dadurch die Sprungschicht stark beeinflusst wird. Neben den Witterungsverhältnissen ist aber auch die momentane Durchsichtigkeit des Wassers ausschlaggebend für die augenblickliche Lage der Sprungschicht. Bei einer plötzlich eintretenden

Trübung rückt die obere Grenze der Sprungschicht weiter herauf, während die untere noch längere Zeit konstant bleibt; erst wenn die Trübung lange Zeit anhält, rückt auch die untere Grenze in die Höhe, so daß sich dann die ganze thermische Physiognomie des Sees verändert hat. Umgekehrt ist es bei einer Aufklärung des Wassers. Dabei verschiebt sich aber auch die untere Grenze (jetzt gegen die Tiefe zu) schneller als im ersten Falle, da die tiefer eindringenden Wärmestrahlen eine kräftige Wirkung ausüben.

Es sind mitunter schon mehrere Sprungschichten zu gleicher Zeit beobachtet worden. Solche außerordentliche Sprungschichten liegen meist höher als die gewöhnlichen, sie sind aber lange nicht so ausgeprägt wie diese. Sie entstehen infolge einer unregelmäßigen oder partiellen Abkühlung während der Nacht; ihr Bestand ist nur von kurzer Dauer. Lorenz v. Liburnau hat endlich auch noch einmal im Hallstätter See in größerer Tiefe neben der regulären eine zweite Sprungschicht beobachtet, nämlich zwischen 30 und 60 m Tiefe. Ein solches Vorkommnis dürfte aber nach den bisherigen Erfahrungen ein Ausnahmefall sein.

Betrachten wir den Zustand der Sprungschicht an verschiedenen Stellen eines Sees, so werden wir bemerken, daß ihre Ausbildung wohl überall ziemlich gleichartig ist, daß aber doch kleine Abweichungen vorkommen. Wir können daher sagen: Die Flächen gleicher Temperatur in einem See sind durchaus keine Ebenen, ihre Gestalt ist abhängig von verschiedenen Umständen. Den Haupteinfluß hat auch hier, wie immer, die Sonne, d. h. es kommt die Dauer der täglichen Besonnung in Betracht. Dann wirken auch wieder die anderen schon bekannten lokalen Einflüsse, wie das Untersinken von kaltem Wasser an der Mündung der Flüsse, starke Winde an sonnenhellen Tagen usw. Ferner ist auch denkbar, daß unterseeische Strömungen, vielleicht auch die Seiches, eine Änderung im Zustande der Sprungschicht an manchen Stellen herbeizuführen vermögen.

Die dritte thermische Zone bietet wenig Interesse in physikalischer Hinsicht, da ihre Temperaturverhältnisse fast das ganze Jahr über mit geringen Ausnahmen konstant sind.

Nur über die schon wiederholte Male beobachtete Temperaturzunahme am Grunde der Seen wollen wir noch einige Worte sagen. Bei mehreren Seen, so hauptsächlich beim Königs-

see, fand man in der Nähe des Bodens eine um einige Zehntel Grad höhere Temperatur als etwas weiter oben. Es liegt nahe, diese Erscheinung mit der Erdwärme in Verbindung zu bringen, zumal beim Königssee, der so eng zwischen hohe Gebirgsmassen eingeschlossen ist. Man hat auch andere denkbare Wärmeursachen in Betracht gezogen, wie Fäulniswärme und warme Quellen. Eine Wärmeerzeugung durch Verwesung von Organismen ist aber in den meisten Fällen ausgeschlossen, jedenfalls beim Königssee, da sein Grund aus reinem Kalkschlamm besteht. Die Verwesung von Tieren dürfte kaum von Einfluß sein. Bei der Annahme von Thermen wäre es, wie Ule<sup>1)</sup> bemerkt, unerklärlich, daß sich die ganze untere Wassermasse des Sees so gleichmäßig erwärmen kann. Auch würde dieses warme Wasser sofort in die Höhe steigen und die höher gelegenen Schichten mit erwärmen. Eine Erklärung durch die Erdwärme scheint auch in mancher Hinsicht bedenklich. Ule<sup>2)</sup> sagt: „Es scheint nicht völlig ausgeschlossen, daß hier ein Beobachtungsfehler vorliegt, der durch die gewöhnliche Konstruktion der Umkehrthermometer bedingt ist. Dieses muß in großer Tiefe unter dem hohen Wasserdrucke, durch den die Schwimmkraft des Holzes wesentlich vermindert wird, außerordentlich leicht umkippen. Es wird denkbar, daß schon das Aufstoßen des Lotes auf den Grund die Umkehr bewirkt.“ Ule hat diesen Fehler des Instrumentes beseitigt, und fand nun in den meisten Seen überhaupt keine Erhöhung der Temperatur mehr; wo er eine solche konstatieren konnte, wie im Starnberger See, war dieselbe so gering, daß sie in den Bereich der Ablesungsfehler fiel. Es ist auch nicht unmöglich, daß der mit der Tiefe wachsende Wasserdruck ein Steigen der Thermometersäule verursacht.

Über das Eindringen der Sonnenwärme in verschiedene Tiefen eines Sees hat Grissinger<sup>3)</sup> im Weißen See in Kärnten sehr schöne Beobachtungen gemacht. Es sei hier besonders auf seine Resultate aufmerksam gemacht, da Grissinger, wie Richter sich ausdrückt, „offenbar in seltener Weise vom Glück begünstigt war. Nicht leicht wird man wieder Temperaturreihen finden, aus

---

<sup>1)</sup> W. Ule, Der Würmsee, S. 150.

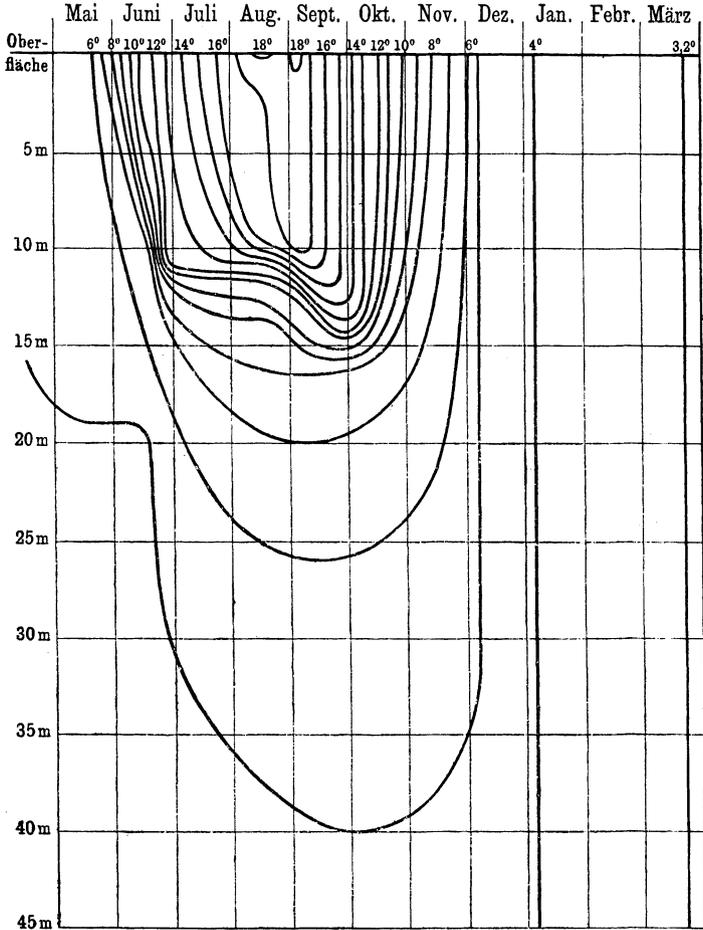
<sup>2)</sup> W. Ule, a. a. O.

<sup>3)</sup> K. Grissinger, Unters. über die Tiefen- u. Temperaturverhältnisse des Weißen Sees in Kärnten. Peterm. Mitt. 38, 153—158 (1892).

denen Abkühlung und Erwärmung auch in tieferen Schichten mit solcher Deutlichkeit abzulesen sind“.

Endlich soll hier noch eine sehr anschauliche graphische

Fig. 36.



Methode zur Darstellung der jährlichen Erwärmung und Abkühlung eines Sees besprochen werden; es ist dies die Methode der Isoplethen. In vertikaler Richtung tragen wir die Seetiefe

in Metern, in horizontaler Richtung die Zeit auf. Jede Kurve läßt dann für eine beliebige Zeit die Tiefe erkennen, in welcher die betreffende Temperatur angetroffen wurde. Überblickt man das beistehende Diagramm Fig. 36 (es ist hier der Temperaturgang im Walchensee vom Jahre 1902/03 gezeichnet), so zeigt im Juni die schnelle Folge der Temperaturkurven in horizontaler Richtung ein rasches Hinabsteigen der höheren Temperaturen in die Tiefe an, das durch starke Bestrahlung bewirkt ist. Um dieselbe Zeit bildet sich die Sprungschicht aus. Dieselbe kommt im Diagramm dadurch zum Ausdruck, daß die Kurven in vertikaler Richtung dicht aneinander gedrängt sind. Ihre schärfste Ausbildung hat sie Ende August und Anfang September erreicht. Dann beginnt die Abkühlung von oben her, während in der Tiefe die Wärme noch weiter vordringt. Anfangs Dezember ist schließlich wieder ein ziemlicher Temperatúrausgleich erreicht.

Bei dieser Darstellungsweise sieht man sehr deutlich, wie eine große Wärmewelle während des Sommers in den See eindringt, wie tief dieselbe wirkt und wie sie endlich wieder verschwindet.

#### Eisverhältnisse.

Beobachtungen über niedere Temperaturen zur Zeit der verkehrten Wärmeschichtung liegen zwar schon ziemlich zahlreich vor, aber doch immer noch nicht in so genügender Anzahl, daß man sich ein richtiges Bild machen könnte von den Verhältnissen, welche der Eisbildung vorangehen und welche sie unmittelbar begleiten; man ist daher in diesem Gebiete der Seenkunde noch teilweise auf Hypothesen angewiesen.

Die verkehrte Schichtung wird meist schon mit Beginn des Winters, also etwa im Dezember, auftreten, aber wir bemerken, daß es dann auch bei strenger Kälte immer noch eine gute Weile dauert, bis der See gefriert. Man sollte meinen, die Abkühlung der Oberfläche von 4 auf 0° wäre bald vollzogen; daß dem aber nicht so ist, lehrt die Erfahrung. Das Beobachtungsmaterial ist, wie gesagt, noch nicht so groß, daß man sich den wahren Grund dieser merkwürdigen Erscheinung vollkommen klar machen könnte. Richter<sup>1)</sup> hat nun an der Hand der ihm zu Gebote stehenden Messungsreihen eine Erklärung dafür versucht, warum

---

<sup>1)</sup> E. Richter, Seenstudien, S. 50 (1897).

es noch so unverhältnismäßig lange Zeit dauert, bis ein See gefriert, nachdem er sich schon auf ungefähr  $4^{\circ}$  abgekühlt hat. Er geht davon aus, daß der thermische Zustand, wo der ganze See gerade  $4^{\circ}$  hat, fast nie angetroffen wird. „Es gibt nur einen bestimmten Augenblick, in dem die verkehrte Temperaturschichtung eintritt. Dieser Augenblick ist durch die Oberflächentemperatur kennbar gemacht; er tritt ein, sobald diese unter  $4^{\circ}$  sinkt. Dabei wird die Tiefe noch mehrere Zehntel über  $4^{\circ}$  aufweisen.“ Richter meint nun, daß dieser unvollkommene Ausgleich darin seinen Grund haben könne, „daß Temperaturdifferenzen von einigen Zehntel Graden nicht mehr ausreichend sind, um Dichtedifferenzen von solcher Bedeutung zu erzeugen, daß die Ausgleichsströmungen stärker wären, als die Wirkung der Wärmeleitung. Der Auftrieb eines Wassers von  $+4,2^{\circ}$  gegenüber einem solchen von  $+4^{\circ}$  ist so gering, daß bei dem weiten zurückzulegenden Wege die Wärmeableitung nach oben gewissermaßen zuvorkommt, und das oberste viergradige Wasser schon auf  $3,8^{\circ}$  abgekühlt ist, während tiefer unten noch solches von  $4,2^{\circ}$  vorhanden ist. Der Auftrieb dieses letzteren hört aber damit noch nicht auf, solange schwereres Wasser von  $4^{\circ}$  noch oben schwimmt; das Wasser von  $4,2^{\circ}$  wird also durch das viergradige emporsteigen bis zu dem von  $3,8^{\circ}$ , mit dem es beiläufig gleich dicht ist, und mit diesem sich mischend Wasser von  $4^{\circ}$  und auch von  $3,9^{\circ}$  erzeugen, das auch schwerer ist als solches von  $4,2^{\circ}$ , und daher untersinkt. So wird auch kälteres Wasser als  $4^{\circ}$  in eine Tiefe kommen können, die ihm verschlossen scheint. Auf diese Weise erklärt sich vielleicht die Fortdauer einer Zirkulation und damit die Verlängerung der offenen Periode des Sees, die unbegreiflich bliebe, wenn tatsächlich die ganze Wassermasse gleichmäßig auf  $4^{\circ}$  abgekühlt wäre“. Nach dieser Theorie, die gleichsam ein vertikales Hin- und Herpendeln der Wassermassen voraussetzt, kühlt sich ein See, bevor eine Eisbildung eintreten kann, bis in bedeutende Tiefen hinab unter  $4^{\circ}$  ab. Erst wenn Temperaturen von  $3^{\circ}$  oder  $2^{\circ}$  innerhalb einer größeren Schicht von der Oberfläche aus erreicht sind, kann das Gefrieren beginnen. Die Oberflächentemperatur sinkt dann, Windstille vorausgesetzt, in einer Schicht von mehreren Millimetern Dicke auf  $0^{\circ 1)$ . Wird

---

<sup>1)</sup> K. Schuh, Peterm. Mitt. 47, 57 (1901).

diese Schicht durch irgend einen äußeren Anstoß bewegt, so mischt sie sich sogleich mit darunter befindlichen Schichten höherer Temperatur. Daraus erklärt sich, daß meist dicht neben dem Eis Wasser von höherer Temperatur angetroffen wird. Doch kann man, wie Schuh angibt, mit Hilfe eines schwimmenden Minimumthermometers sehr wohl auch Wasser von 0° neben dem Eis konstatieren.

Für die Dauer des Zeitraumes zwischen dem Moment des Eintrittes der verkehrten Schichtung und dem Zufrieren des Sees ist nach der Richterschen Theorie in der Hauptsache seine Tiefe entscheidend, was ja auch der Erfahrung entspricht, doch sprechen auch noch andere Faktoren mit, so seine Größe, seine Lage, dann auch meteorologische Ursachen.

An der Mündung von Flüssen tritt eine Eisdecke, wenn überhaupt, so doch sehr viel später ein als auf der übrigen Seefläche. Dies liegt daran, daß das Wasser an solchen Stellen immer mehr oder weniger bewegt ist; durch die dabei auftretende Konvektion und Mischung verschieden temperierter Wasserschichten wird aber eine Bildung von Eiskristallen verhindert oder verzögert. Man hat auch eine Erklärung für diese Erscheinung darin gesucht, daß die Flüsse wärmeres Wasser, als im See vorhanden ist, mit sich führen, doch haben Beobachtungen schon oft das Gegenteil gezeigt. Die Ursache des späten Zufrierens ist also allein in der Bewegung der Oberfläche zu suchen. Dies ist auch der Grund dafür, daß große Seen sehr viel seltener zufrieren als kleine, da sie fast immer etwas bewegt sind. Durch das lange Fehlen einer Eisdecke kühlt sich aber auch das Wasser solcher Seen in stärkerem Maße und bis in viel größere Tiefen ab.

Ist der Moment der Eisbildung gekommen, so überzieht sich der See bei windstillem Wetter zuerst mit einer dünnen Eishaut, die dann unter günstigen Umständen, d. h. bei anhaltender Windstille und bei starkem Frost, sehr rasch wachsen kann. Obwohl auch durch Schollenbildung ein allmähliches Zufrieren möglich ist, so ist doch diese letztere Art sehr viel seltener.

Manche Stellen in einem See bleiben, auch wenn schon die ganze übrige Oberfläche mit Eis bedeckt ist, offen, sie gefrieren überhaupt nicht oder nur sehr langsam (sog. Dampflöcher). Worin der Grund dafür liegt, ist oft schwer zu erkennen; meist wird dort wärmeres Wasser vorhanden sein oder die Oberfläche ist dort häufiger in Bewegung.

Dauert nach dem Gefrieren die Kälte an, so nimmt die Temperatur des Eises immer mehr ab, mit der Temperatur aber auch sein spezifisches Volumen. Die ganze Eismasse wird also kleiner, und da an verschiedenen Stellen des Sees die Druck- und Zugspannungen im Eise verschieden groß sind, so bekommt die Oberfläche Risse und Spalten. An sehr kalten Tagen oder noch mehr in kalten Nächten hört man dieses Zerreißen des Eises oft sehr gut; es klingt dann bald wie das Rollen eines Donners, bald wie ferner Glockenklang. Füllen sich die Spalten durch aufquellendes Wasser oder durch Schnee wieder aus, so kann es zu Pressungen kommen, die sich dadurch äußern, daß sich Eismassen mitten im See auftürmen oder daß am Ufer Eisschiebungen stattfinden.

Für Wärmestrahlen ist das Eis ziemlich undurchlässig. Die spezifische Eigenfarbe eines Sees erkennt man schon an verhältnismäßig dünnen Eisstücken; dies zeigt, daß die Absorption des Lichtes, daher auch der roten Strahlen, sehr stark ist. Eine Wärmestrahlung von Bedeutung wird also durch einigermaßen dicke Eisschichten hindurch nicht mehr stattfinden können; unter dünnem Eise dagegen findet man oft überraschend hohe Temperaturen.

Die Tatsache, daß sich in unmittelbarer Nähe des Eises höhere Wassertemperaturen behaupten können, kann zuweilen auch für das Auge erkennbar werden. So erzählt Halbfuß vom Dratzigsee in Pommern, daß aus einem Loche im Eise, das sich über einer tiefen Stelle des Sees befand, besonders morgens eine Dampfsäule erhob, deren Durchmesser demjenigen des Loches entsprach.

Beginnt beim Eintritt wärmerer Lufttemperatur das Auftauen des Sees, so unterstützt das verhältnismäßig warme Seewasser, besonders wenn noch Wellengang dazu kommt, das Schmelzen des Eises; eine ziemlich kräftige Eisdecke kann auf diese Weise innerhalb eines Tages verschwunden sein.

## 2. Kalorimetrie.

Unter Kalorimetrie versteht man die Messung einer Wärmemenge, hier speziell derjenigen Wärmemenge, welche von außen her durch die Sonnenstrahlung in den See gelangt und bei der

Abkühlung von diesem wieder abgegeben wird. Zum Zwecke der Messung hat man ein bestimmtes Maß für die Wärmemenge eingeführt: die Kalorie. Damit ist diejenige Wärmemenge gemeint, welche imstande ist, 1 g Wasser von  $14\frac{1}{2}$  auf  $15\frac{1}{2}$ ° C zu erwärmen; es ist dies die sogenannte kleine Kalorie oder die g-kal; ihr tausendfacher Betrag heißt die große Kalorie oder die kg-Kal; sie ist dadurch definiert, daß sie 1 kg Wasser von  $14\frac{1}{2}$  auf  $15\frac{1}{2}$ ° C zu erwärmen vermag.

Außer der Kalorie ist noch eine andere Größe von Wichtigkeit: die spezifische Wärme. Man versteht darunter die Anzahl von Kalorien, welche der Masseneinheit eines Körpers (1 g bzw. 1 kg) zuzuführen ist, damit eine Temperaturerhöhung um 1° stattfindet. Wie man unmittelbar aus dieser Definition sieht, muß die spezifische Wärme des Wassers bei 15° C gleich 1 sein. Dies ist aber nur für das Wasser in seiner flüssigen Phase der Fall, alle anderen Körper haben eine kleinere spezifische Wärme, sogar das Wasser in fester und gasförmiger Phase; die spezifische Wärme des Eises ist nämlich nur 0,50, die des gesättigten Wasserdampfes 0,48.

Um die Wärmemenge, die ein See im Laufe der Zeit aufnimmt und wieder abgibt, annähernd bestimmen zu können, hat Forel<sup>1)</sup> folgenden Weg eingeschlagen. Als Ausgangstemperatur nimmt er 0° an und sagt nun: Eine Wassersäule von 1 qcm Querschnitt und 10 m Höhe wiegt 1 kg, also gibt die Anzahl der Grade, welche diese Säule im Mittel über 0° besitzt, die Anzahl der Kalorien an, die sie in sich aufgenommen haben muß, um sich von 0° bis auf die betreffende Temperatur zu erwärmen. Teilt man nun die Tiefe eines Sees in Abschnitte von je 10 m<sup>2)</sup>, bestimmt immer die mittlere Temperatur dieser Wassersäule und addiert diese sämtlichen Temperaturen, so erhält man in dieser Summe die Anzahl von Kalorien, welche diese Säule in sich aufgespeichert hat. Mißt man nach einiger Zeit wieder in derselben Weise, so wird man im allgemeinen eine andere Zahl bekommen.

---

<sup>1)</sup> F. A. Forel, Recherches sur la température du Léman, Arch. de Genève 3, 501, u. 4, 89 (1880).

<sup>2)</sup> Genauere Werte könnte man erzielen, wenn man nur für je 1 m Tiefe die Mitteltemperatur bestimmen würde, dafür aber eine Oberfläche von 10 qcm wählte. Das Volumen einer solchen Wassersäule ist auch 1 kg.

Die Differenz beider Zahlen gibt den Wärmegewinn oder -verlust in der Zwischenzeit an. Dividiert man durch die Anzahl der Tage, welche seit der ersten Messung verflossen sind, so ergibt sich die mittlere tägliche Variation. Diese Methode ist durch Multiplikation ohne weiteres von 1 qcm auf eine größere Oberfläche anwendbar, doch muß für diese Fläche die Tiefe der Wassersäule die gleiche bleiben. Es ist dabei ferner die Annahme zu machen, daß außer der Tiefe auch die Temperaturverteilung konstant ist. Für seichtere Stellen müßte man wieder neue Temperaturmessungen vornehmen und die Wärmemenge dafür berechnen.

Ein Beispiel, nach dieser Forelschen Methode gerechnet, ergibt folgende Zahlenwerte:

Wassersäule von	Mittl. Temp. in C
0 bis 10 m . . . . .	13,5 <sup>0</sup>
10 „ 20 „ . . . . .	12,4
20 „ 30 „ . . . . .	5,8
30 „ 40 „ . . . . .	5,0
40 „ 50 „ . . . . .	4,5
50 „ 60 „ . . . . .	4,3
60 „ 70 „ . . . . .	4,2
70 „ 80 „ . . . . .	4,2
80 „ 90 „ . . . . .	4,2
90 „ 100 „ . . . . .	4,1
	Summe: 62,2 <sup>0</sup>

Die Summe der Temperaturen ist 62,2<sup>0</sup>; diese Zahl stellt zugleich auch die Anzahl der Kalorien dar, welche der See innerhalb der Wassersäule von 1 qcm Querschnitt bis zu einer Tiefe von 100 m hat aufnehmen müssen, um sich von 0<sup>0</sup> bis zu der Temperatur, welche er im Moment der Messung besaß, zu erwärmen. Ergibt nun eine andere Messungsreihe nach 50 Tagen etwa 72,6 Kal, so ist der mittlere tägliche Wärmegewinn in der Zwischenzeit

$$\frac{72,6 - 62,2}{50} = + 0,21 \text{ Kal.}$$

Die betrachtete Wassersäule hat also im Mittel ihren Wärmeverrat täglich um 0,21 Kal vermehrt.

Das Maximum der Wärmeaufnahme scheint nach Forel im Frühjahr stattzufinden, das Maximum der Wärmeabgabe im Herbst, wenn die Differenz zwischen der Temperatur der Luft und der Wasseroberfläche am größten ist.

Erstreckt man solche Messungen über ein ganzes Jahr und vergleicht die positiven und negativen Werte miteinander, so erhält man dadurch den schließlichen Wärmegewinn oder -verlust nach Ablauf eines Jahres. Es wäre von hohem Interesse, wenn einmal an einem oder mehreren Seen durch einige Jahre hindurch Temperaturbeobachtungen in diesem Sinne ausgeführt würden, um zu sehen, ob ein See mit der Zeit Sonnenwärme aufspeichert, oder ob sein Wärmegehalt allmählich abnimmt.

Benutzen wir die vorhin gefundene Zahl nochmals, so können wir damit die Erwärmung für eine Wassersäule von derselben Tiefe, aber größerer Oberfläche direkt bekommen; für 1 qdm Oberfläche ergibt sich

$$0,21 \times 100 = 21 \text{ Kal};$$

für einen See von 20 qkm Flächeninhalt und einer gleichmäßigen Tiefe von 100 m erhalten wir die enorme Zahl von

$$20 \times 2100 \cdot 10^6 = 42 \cdot 10^9 \text{ oder } 42 \text{ Milliarden Kal pro Tag.}$$

Wenn man bedenkt, daß zur Verbrennung von 1 kg gewöhnlicher Steinkohle etwa 7800 Kal nötig sind, so kann man aus diesen Zahlen leicht erkennen, welche ganz kolossalen Wärmemengen in einem See mit der Zeit sich aufspeichern. Leider können wir diese Wärme zum Antrieb von Maschinen nicht nutzbar machen; zu diesem Zwecke müßte nach dem zweiten Hauptsatz der mechanischen Wärmetheorie die Temperatur des Sees durch künstliche Abkühlung auf eine tiefere Stufe gebracht werden. Dies ist aber in diesem Falle nicht möglich.

Wir können aber nicht sagen, daß die Wärme für uns überhaupt nutzlos gewesen sei, denn ihr günstiger Einfluß macht sich im Klima des Sees und seiner nächsten Umgebung fühlbar. Durch die nächtliche Ausstrahlung wird der Luft ein ziemlicher Betrag von Wärme zugeführt, so daß im Sommer ein plötzlicher Wechsel zwischen warmen Tages- und kühlen Nachttemperaturen, die an anderen Orten oft so lästig empfunden werden, nicht möglich ist. Besonders aber im Herbst und Winter wirkt die Nähe eines Sees

sehr vorteilhaft auf die Temperatur der Umgebung. Wegen ihres milden Klimas sind daher die großen Seen von jeher ein beliebter Aufenthaltsort für den Winter gewesen.

---

#### Schlußbemerkung.

Wie wir gesehen haben, werden vom Wasser die roten Wärmestrahlen stark absorbiert; von der Größe dieser Absorption ist auch die Farbe eines Sees abhängig. Kennt man außer der Farbe noch die Sichttiefe, so kann man aus Farbe und Sichttiefe die thermischen Verhältnisse eines Sees vorher sagen, zwar nicht in allen Einzelheiten, wohl aber in großen Umrissen; man wird wenigstens seinen thermischen Charakter angeben können. Ferner haben wir die Einwirkung des chemischen Gehaltes eines Sees auf seine Farbe kennen gelernt. Je größer die Masse an gelöster organischer Substanz ist, um so mehr wird außer dem roten auch das blaue Ende des Spektrums absorbiert. Außer solchen organischen Stoffen sind aber, wie uns die chemischen Analysen zeigen, im Wasser meist nur farblose Salze gelöst; die Farbe wird also hauptsächlich und in den meisten Fällen durch die erwähnten organischen, humussauren Substanzen beeinflusst sein. Daher kann uns die Farbe auch den chemischen Gehalt des Wassers teilweise offenbaren.

Wie immer in der Natur, so besteht auch hier ein innerer Zusammenhang zwischen allen beteiligten Faktoren. Die geologische Beschaffenheit des Seebeckens und seiner Umgebung bestimmt die Farbe des Sees und seine Durchsichtigkeit, hierdurch werden wieder die Temperaturverhältnisse geregelt. Farbe und Temperatur bestimmen aber endlich das organische Leben im See, seine Pflanzen- und Tierwelt.

Da die Farbe des Wassers für die meisten optischen und thermischen Eigenschaften eines Sees maßgebend ist, so dürfte eine Einteilung der Seen nach ihrer Farbe die natürlichste sein. Wir kommen hier wieder auf jene vier Grundtypen, welche wir schon auf S. 89 besprochen haben.

## Literaturverzeichnis.

---

- Abegg, R., Über die Farbe der Meere und Seen. Naturwissenschaftl. Rundschau XIII. Jahrg., Nr. 14 (1894).
- Agassiz, Eindringen der Lichtstrahlen in das Wasser. Nature 6.
- Airy, On tides and waves, Auszug von Guieysse in Liouvilles Journ. des Math., 3. Serie, vol. 1, p. 399—450. Paris 1855.
- Arnet, X., Das Gefrieren der Seen in der Zentralschweiz 1890/96. Mitt. d. naturforsch. Gesellsch. in Luzern, Heft 1, 1897.
- Aschkinaß, E., Absorptionsspektrum des flüssigen Wassers. Wied. Ann. 55, 401 (1895).
- Asper, G., Sichttiefenmessungen, Vierteljahrsschr. d. naturforsch. Gesellsch. in Zürich 16, 382 (1881).
- Aufsess, O., Frhr. v. u. z., Die Farbe der Seen. Doktordissertation, München 1903.
- Bequerel, H., Étude des radiations infra-rouges. Ann. de chim. et de phys. [V] 30, 38 (1883).
- Bequerel et Breschet, Procédé electro-chimique pour déterminer la température de la terre et des lacs à diverses profondeurs. Compt. rend. 26. décembre 1836.
- Beetz, W., Über die Farbe des Wassers. Pogg. Ann. 115, 137 (1862).
- Boas, F., Beitrag zur Erkenntnis der Farbe des Wassers. Doktordiss., Kiel 1881.
- Boguslawski, G. v., Handbuch der Ozeanographie 2, verfaßt von O. Krümmel. Stuttgart 1887.
- Boussinesq, Sur les ondes liquides périodiques. Mem. pres. par divers savants à l'Acad. des sc. 20, 509—615. Paris 1872.
- Bunsen, R., Über die Farbe des Wassers. Ann. Chem. Pharm. 72, 44 (1847).
- Candolle, C. de, Rides formées à la surface du sable déposé au fond de l'eau. Arch. de Genève 9, 241 (1883).
- Cholnoky, E. v., Resultat der wissenschaftlichen Erforschung des Plattensees. Wien 1897.
- Claire Deville, Ste., Sur la composition des eaux potables. Ann. de chim. et phys. 23, 40. Paris 1848.
- Colladon, Dan., Expériences relatives à la production et à la transmission du son dans l'eau. Bibl. universelle de Genève, août 1841.

- Darwin, G. H., Ebbe und Flut; übersetzt von A. Pockels. Leipzig 1902.
- Davy, J., On the colour of the Rhone. Edinb. Journ. [2] 12.
- Delebecque, A., Les lacs français. Paris 1898.
- Du Bois, P., Essai théorique sur les seiches. Arch. de Genève 25, 628 (1891).
- Dufour, L., Recherches sur la reflexion de la chaleur solaire à la surface du lac Léman. Bull. S. V. S. N. 12, 1. Lausanne 1873.
- Des températures de l'air et des mirages à la surface du lac Léman. Bull. S. V. S. N. 5, 26. Lausanne 1858.
- Ebert, H., Periodische Seespiegelschwankungen. Sitzungsber. d. K. bayer. Akad. d. Wiss. 30 (1900).
- Seespiegelschwankungen am Starnberger See. Jahresber. d. geogr. Ges. in München 1900/01.
- Sarasins neues selbstregistrierendes Limmimeter. Zeitschr. f. Instr.-Kunde, Juli 1901.
- Endrös, A., Seeschwankungen, beobachtet am Chiemsee. Doktor-Diss., München, Techn. Hochschule 1903.
- Fatio de Duillier, J. C., Remarques sur l'histoire naturelle du lac de Genève in Spon, Histoire de Genève 2, 463. Genève 1730.
- Fol, H., et Sarasin, E., Penetration de la lumière du jour dans les eaux du lac de Genève et dans celles de la méditerranée. Arch. d. sc. [3] 19, Mai 1888.
- Forel, F. A., Le Léman, II. Lausanne 1895.
- Handbuch der Seenkunde. Stuttgart 1901.
- La congélation des lacs Suisses et Savoyards 1879/80. Echo des Alpes 1880, Nr. 2 u. 3.
- La température des lacs gelés. Compt. rend. 1880, 16. fevr.
- Températures lacustres. Arch. des sc. phys. 6, août 1880.
- Les rides de fond étudiées dans le Léman. Arch. de Genève 10, 39 (1883).
- Programme d'études limnologiques pour les lacs subalpins. Arch. de Genève 15, 471 (1886).
- Images réfléchies par la nappe sphéroïdale du Léman. Compt. rend. 108, 650 (1888).
- La congélation des lacs Suisses et Savoyards 1891. Arch. de Genève 27, Jan. 1892.
- Transparenz und Farbe des Bodensees. Schriften des Vereins f. Geschichte des Bodensees u. s. Umgebung 22 (1893).
- Die Temperaturverhältnisse des Bodensees. Ebenda 22 (1893).
- Les seiches et les variations locales de la pression atmosphérique. Arch. de Genève 9, 39 (1897).
- Forschungsberichte aus der biolog. Station zu Plön, III. Teil. Berlin 1895.
- Garbini, A., Alcune notizie fisiche sulle acque del Benaco. Rivista geogr. Ital. 4, 1—3. Florenz 1897.
- Geistbeck, A., Die Seen der deutschen Alpen. Herausgegeben v. d. Verein f. Erdkunde in Leipzig, 1885.

- Grissinger, K., Untersuchungen über die Tiefen- und Temperaturverhältnisse des Weißen Sees in Kärnten. *Pet. Mitt.* **38**, 153—158 (1892).
- Günther, S., *Handbuch der Geophysik* **2** (1899).
- Guthrie, F., On stationary liquid waves. *Proc. of the phys. Soc.* **1**. London 1875.
- Hagen, Wellen auf Gewässern von gleichmäßiger Tiefe. *Math. Abh. d. K. Akad. d. Wiss. zu Berlin a. d. Jahre* 1861. Berlin 1863.
- *Handbuch der Wasserbaukunst*, 3. Tl., **1**, 3—104. Berlin 1863.
- Halbfaß, W., Zur Kenntnis der Seen des Schwarzwaldes. *Pet. Mitt.* **44**, 241—251 (1898).
- Beitrag zur Kenntnis der pommerschen Seen. *Pet. Mitt., Erg.-Heft* Nr. 136, 1901.
- Seiches oder stehende Seespiegelschwankungen. *Naturw. Wchschr.* Nr. 56, 1904.
- Henry, A. J., Wind velocity and fluctuations of water level on lake Erie. *Washington Weather Bur.* 1902.
- Hergesell, H., Beobachtungen über die Lage der Sprungschicht der Temperatur im Weißen See bei Urbeis. *Geogr. Abh. a. d. Reichslanden* **2**, 385.
- u. Langenbeck, R., Die Seen der Südvogesen. *Ebenda* **1**. Heft, 1892.
- Hüfner, G., u. Albrecht, E., Über die Durchlässigkeit des Wassers für Licht von verschiedener Wellenlänge. *Wied. Ann.* **42**, 1—17 (1891).
- Jallabert, J., Seiches ou flux et reflux du lac de Genève. *Hist. de l'Acad. roy. des sc. pour* 1742, p. 26. Paris 1745.
- Jolly, v., Über die Farbe der Meere. *Ber. d. geogr. Gesellsch. zu München* **2**, 1872.
- Klunzinger, C. B., Über die physikalischen, chemischen und biologischen Ursachen der Farbe unserer Gewässer. *Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg* **57**, 321 (1901) u. **58**, 365 (1902).
- Koch, G. A., Die Temperaturbewegung des Gmundener Sees im Winter 1894/95. *Mitt. d. k. k. geogr. Gesellsch. in Wien* 1895, Heft 2.
- Kopp, Die Farbe des Neuchateller Sees. *Bull. de la Soc. de Neuchatel* **3**.
- Krümmel, O., Bemerkungen über die Durchsichtigkeit des Meerwassers. *Ann. d. Hydrographie u. marit. Meteorologie* 1889.
- s. auch bei Boguslawski.
- Le Conte, J., Physical studies on lac Tahoe. *Overland Monthly*, Dezember 1883 u. Januar 1884.
- Lorenz v. Liburnau, J. R., *Physikal. Verhältnisse u. Verteilung der Organismen im Quarnerischen Golf.* Wien 1863.
- *Der Hallstätter See*, *Mitt. d. k. k. geogr. Gesellsch. in Wien* **41** (1898).
- Marinelli, O., *Nuove osservazioni sulle condizioni di temperatura del lago di Cavazzo.* Roma 1894.
- Merian, J. R., Über die Bewegung tropfbarer Flüssigkeiten in Gefäßen. *Basel* 1828. Neue Auflage von Von der Mühl. *Mathem. Ann.* **27**, 575. Leipzig 1885.

- Müllner, J., Die Temperaturverhältnisse der Seen des Salzkammergutes. Graz 1895.
- Murray, On the effect of wind on the distribution of temperature in the sea and fresh water lochs of Scotland. Scot. geogr. mag., July 1888.
- Negretti et Zambra, Dep-sea inverting thermometer. Nature **18**, 348. London 1878.
- Piccard, J., Phénomènes de reflexion à la surface de nappe d'eau. Arch. de Genève **21**, 481 (1889).
- Recherches sur la transparence des eaux du Léman. Mém. Soc. phys. Genève **29**, No. 11 (1887).
- Reindl, J., Die schwarzen Flüsse Südamerikas. Münch. geogr. Studien **13**, 1903.
- Riccó, A., Études spectrales sur la couleur de l'eau. Arch. d. sc. phys. et nat. [3] **11**, April 1884.
- Richter, E., Die Temperaturverhältnisse der Alpenseen. Verhandl. des IX. deutschen Geogr.-Tages zu Wien 1891.  
— Seenstudien, geogr. Abhandl. **6**, Heft 2. Wien 1897.
- Sarasin, E., Beobachtungen über die Seiches des Vierwaldstätter Sees. Mitt. d. naturf. Gesellsch. in Luzern, 3. Heft 1903/04.  
S— s. auch bei Fol und Soret.
- chubert, J., Der Wärmeaustausch im festen Erdboden, in Gewässern und in der Atmosphäre. Berlin 1904.
- Schuh, K., Temperaturmessungen. Pet. Mitt. **47**, 57 (1901).
- Schwager, Q., Hydrochemische Untersuchungen oberbayerischer Seen. Geognost. Jahresh. **10** (1897).
- Secchi, A., Esperienze per determinare la trasparenza del mare. J. Q. Chialdi, Sul moto ondoso del mare, p. 258. Roma 1866.
- Seeland, Temperaturen und Eisverhältnisse des Wörther Sees. Meteorol. Zeitschr. 1892, S. 272.
- Soret, J. L., Arch. des sc. phys. et nat. **34**, 156; **35**, 54; **37**, 129, 176; **39**, 341, 352; **48**, 231; **50**, 243 (1869—1874).  
— Sur la couleur de l'eau. Arch. de Genève **11**, 276 (1884).  
— u. Sarasin, E., Untersuchungen über die Farbe des Wassers. Soc. phys. Genève, 21. février 1884.
- Spring, W., Untersuchungen über die Farbe des Wassers. Bull. Acad. Roy. Belg. **5**, 55 (1883); **12**, 814 (1886); **31**, 94 (1896); **36**, 267 (1898).  
— L'imbibition du sable par les liquides. Bull. de la Soc. Belg. de Géol. **17**, Mai 1903.
- Threlfall, R., On the colour of the sea water. Nature **59**, 461 (1899).
- Ule, W., Die Bestimmung der Wasserfarbe in den Seen. Pet. Mitt. **38**, 70 (1892).  
— Beitrag zur Instrumentenkunde auf dem Gebiete der Seenforschung. Pet. Mitt. **40**, 213 (1894).  
— Beitrag zur physik. Erforschung der baltischen Seen. Forsch. z. deutschen Landes- und Volksk. **11**, 2 (1898).

- Ule, W., Die Gewässerkunde im letzten Jahrzehnt, I. Teil: Die Seenkunde. Hettners geogr. Zeitschr., 5. Jahrg., 1899.  
— Der Würmsee. Leipzig 1901.
- Vaucher, Mémoire sur les seiches du lac de Genève. Mém. Soc. phys. 6, 35. Genève 1833.
- Vogel, H. W., Physik. Unters. des Lichtes der Blauen Grotte auf Capri. Pogg. Ann. 156, 325 (1875).
- Wittstein, G. C., Beobachtungen und Betrachtungen über die Farbe des Wassers. Sitzungsber. d. K. bayer. Akad. d. Wissensch. 1860, S. 603.
- Wallmann, H., Die Seen in den Alpen. Jahrb. des österr. Alpenvereins 4, 1868.
- Weber, Gebrüder, Die Wellenlehre auf Experimente gegründet. Leipzig 1825.
- Zeppelin, Graf E. v., Das Laufen bzw. An- und Auslaufen der Seen. Hettners geogr. Zeitschr. 1901.

Weitere Literatur s. bei Günther, Handbuch der Geophysik 2, 1899; Literatur über Seiches s. bei Forel, Le Léman 2, 62—65. Lausanne 1895.

---

# Die Wissenschaft.

Sammlung naturwissenschaftlicher  
und mathematischer Monographien.

---

Von Jahr zu Jahr wird es schwieriger, die Fortschritte auf mathematisch-naturwissenschaftlichem Gebiete zu verfolgen. Zwar teilen uns zahlreiche referierende Zeitschriften die neuen Ergebnisse der Forschung mehr oder weniger schnell mit, aber ohne dieselben einheitlich zusammenzufassen. Die Entwicklung der einzelnen Wissenschaften zu verfolgen wird aber nur dann möglich sein, falls in nicht zu langen Zwischenräumen übersichtliche Darstellungen über begrenzte Teile derselben erscheinen. Durch derartige Monographien wird auch dem Spezialforscher ein Einblick in Nebengebiete ermöglicht. Überlegungen in dieser Richtung haben in Frankreich zur Veröffentlichung der „Scientia“ geführt. In Deutschland soll demselben Zweck die in unserem Verlage unter dem Titel „Die Wissenschaft“ erscheinende Sammlung naturwissenschaftlicher und mathematischer Monographien dienen.

Nicht populär im gewöhnlichen Sinne des Wortes, sollen diese Monographien ihren Stoff der Mathematik, den anorganischen wie den organischen Naturwissenschaften und deren Anwendungen entnehmen, auch Biographien von großen Gelehrten und historische Darstellungen einzelner Zeiträume sind ins Auge gefaßt.

Dem unter besonderer Mitwirkung von Prof. Dr. Eilhard Wiedemann ins Leben getretenen Unternehmen ist aus den dafür interessierten Gelehrtenkreisen bereits in der entgegenkommendsten Weise die erforderliche Unterstützung zugesagt worden.

Die Ausgabe erfolgt in zwanglos erscheinenden einzeln käuflichen Heften.

— Bis jetzt erschienen: —

- I. Heft: **Untersuchungen über die radioaktiven Substanzen** von **Mme. S. Curie**. Übersetzt und mit Literaturergänzungen versehen von **W. Kaufmann**. Dritte Auflage. Mit 14 eingedruckten Abbild. Preis M. 3.—, geb. in Lnwd. M. 3.80.
- II. Heft: **Die Kathodenstrahlen** von Prof. Dr. **G. C. Schmidt**. Mit 50 eingedruckten Abbild. Preis M. 3.—, geb. in Lnwd. M. 3.60.
- III. Heft: **Elektrizität und Materie** von Prof. Dr. **J. J. Thomson**. Autorisierte Übersetzung von **G. Siebert**. Mit 19 eingedruckten Abbildungen. Preis M. 3.—, geb. in Lnwd. M. 3.60.
- IV. Heft: **Die physikalischen Eigenschaften der Seen** von Dr. **Otto Freiherr von und zu Aufsess**. Mit 36 eingedruckten Abbildungen. Preis M. 3.—, geb. in Lnwd. M. 3.60.

— Weitere Hefte in Vorbereitung. —