Zeitschrift: Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern
Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern
Band: 19 (1903-1904)

Artikel: Der Oeschinensee
Autor: Groll, Max
Kapitel: Temperaturverhältnisse des Oeschinensees
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-322432

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 22.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

daher mittelbar für Farbänderungen auf keinen Fall in Betracht, da sich beim Vergleich der Beobachtungen vom 29. XI. 1901 und vom 30. V. 1902 das eine Mal reines Blau, das andere Mal ein Grün bei gleichen oder nahezu gleichen Wassertemperaturen ergibt. Es bleibt daher nur ein Schluss übrig: es ist die auswählende Absorption der Lichtstrahlen an im Wasser suspendierten Teilchen, welche dem Oeschinensee im Sommer seine grüne Farbe verleiht; bleiben diese Partikelchen im Herbste weg, so kommt die blaue Eigenfarbe des reinen Wassers wieder zum Vorschein.

Temperaturverhältnisse des Oeschinensees.

Temperaturmessungen. Als Ort für die anzustellenden Temperaturmessungen im See wurde eine im Kreuz zwischen gut kenntlichen Landmarken gelegene und deshalb auch stets leicht auffindbare Stelle mitten im See [1]) gewählt. Sie liegt auf der Kreuzung der Verbindungslinie, die man sich vom grossen Spalt in der Lästerfluh nach dem Hotel gezogen denkt, mit der Linie, die den grossen Stein in der Nordwestecke des Berglibachdeltas (Profilendpunkt 18) und eine markant vorspringende Felsnase des Südufers zwischen Punkt 25 und 26 verbindet. Die Tiefe beträgt dort bei normalem Wasserstande 54 m. Bei auch nur leichtem Wind trieb das Boot selbstverständlich etwas ab und musste zurückgerudert werden. Die Temperaturlotungsstelle ist immerhin auf 50 Meter in der Horizontalen innegehalten worden. Da sie im Sommer, von den frühen Morgenstunden abgesehen, nie in den Bergschatten gelangt, so kann man wohl die Temperaturen im Umkreis von 50 m als absolut konstant in einer Schichtfläche während einer Lotungsserie annehmen; demnach sind auch alle Beobachtungsreihen miteinander vergleichbar.

Die Temperaturlotungen wurden während des Arbeitsjahres in möglichst gleichen Zeitintervallen wiederholt. Da ich Anfang März 1902 nach Berlin übersiedelte, war Herr Dr. *A. de Quervain* so freundlich, die Beobachtungen vom 20. März bis zum 6. August 1902 für mich fortzuführen; eine Aufgabe, für die ich ihm um so mehr Dank schulde, als er von Neuenburg

[1]) Tiefenkarte, Tafel II.

aus hinreisen musste und sich bei Lawinengefahr mit dem Bergführer *D. Wandfluh* an den See wagte.

Die Temperaturlotungen wurden mit dem Tiefseethermometer des eidgen. topographischen Bureaus von Negretti-Zambra, London, ausgeführt. Es ist das bekannte Umkehrthermometer in hölzernem Rahmen. Dieses wurde in der eidgenössischen meteorologischen Zentral-Anstalt in Zürich geprüft; es besitzt eine konstante Korrektion von — 0,5°, die in den nachfolgenden Zahlen angebracht ist. Ein Thermometer gleicher Konstruktion, das ich von der Firma Bender & Hobein, Zürich, hatte herstellen lassen, versagte nach vier Wochen, nachdem es anfangs als richtig funktionierend verwendet worden war. Für die Beobachtung der Lufttemperatur genügte ein einfaches Schleuderthermometer. Das Thermometer wurde im Sommer vom Boote aus, im Winter vom Eise aus durch ein geschlagenes Loch hindurch an einer in nassem Zustande in Meter geteilten Schnur in die Tiefe hinabgelassen. Unter dem Thermometer war ein Gewicht befestigt, welches dasselbe in aufrechter Stellung hinabzog. Nach 2,5 Minuten wurde die Schnur durch einen Ruck angezogen; dadurch gelangte das Gewicht, sowie die Quecksilberkugel des Thermometers nach oben. Der Quecksilberfaden riss ab und die Ablesung konnte, nachdem das Thermometer emporgeholt war, erfolgen. Dabei wurden die Zehntelgrade geschätzt. Die Temperaturlotungen wurden stets durch mehrfache Kontrollmessungen geprüft. Da die Genauigkeit derselben 0,05° beträgt, so sind die Zehntel sicher. Ausser den so gewonnenen Lotungsserien stellte mir Herr Professor Dr. *Ed. Brückner* drei mit demselben Thermometer ausgeführte Messungsreihen aus dem Jahre 1900 zur Verfügung, desgleichen eine aus dem Jahr 1904.

Ich lasse die einzelnen Temperaturreihen chronologisch geordnet hier folgen.

Alle Temperaturlotungen sind auf den jeweiligen Wasserspiegel bezogen.

12. VIII. 1900 6 p.[1])

0 m	15,5 °
43	4,7
53	5,3

13. VIII. 1900 6 p.[1])

0 m	15,7 °
2 1/2	14,5
5	11,5
10	7,7
12 1/2	7,5
15	5,0
20	5,0
25	5,0
33	4,7
35	4,7
43	4,7
53	5,1

14. VIII. 1900 5 1/2—7 p.[1])

0 m	15,7 °
1	15,6
2	15,3
3	13,0
4	12,2
5	11,3
6	10,5
7	9,4
8	8,7
9	8,4
10	7,5
11	7,1
12 1/2	5,5
17 1/2	4,7
25	4,7

27. VIII. 1901 8 a.

Luft 21,0 °

0 m	16,0 °
1	16,0
2	15,9
3	13,7
4	12,9
5	12,0
6	11,1
7	10,0
8	9,0
9	8,6
10	8,1
11	7,4
12	7,0
14	6,0
15	5,3
20	5,3
25	5,2
30	5,2
35	5,2
40	5,2
45	5,2
50	5,2
54	5,2

16. IX. 1901.

Luft 16,0 °

0 m	12,7 °
1	12,5
2	11,3
3	11,2
4	11,2
5	11,2
6	10,8
7	10,5
8	10,2
9	9,0
10	8,7
12	7,5
14	6,5
15	6,0
16	5,0
18	5,0
20	5,0
25	4,8
30	4,7
40	4,7
50	4,7
55	4,6

16. IX. 1901 5 p.

Im Sonnenschein.

Luft 8,5 °.

Unter dem Fall[2])	5,8 °
0 m	11,8
0 40 m vor d. Münd.	11,3

17. IX. 1901 8 a.

Im Bergschatten.

Luft 5 °.

0 m	11,3 °
5	11,3

[1]) Beobachtungen von Herrn Prof. Dr. *Ed. Brückner*.

[2]) Berglibach.

17. IX. 1901 11 a.

Im Sonnenschein.

5 m	11,3 ⁰
10	8,4
15	5,7
20	5,0
25	5,0
30	4,8

29. IX. 1901 11 a.

Im Sonnenschein.

Luft 14,4 ⁰.

0 m	12,3 ⁰

29. IX. 1901 1 p.

Im Sonnenschein.

Luft 14,4 ⁰.

0 m	11,3 ⁰
5	10,9
10	8,4
15	5,8
20	5,0
25	4,8
30	4,7
40	4,7
50	4,6
55	4,6

29. X. 1901 6 p.

Klarer Tag.

Im Bergschatten.

Luft 2,5 ⁰.

0 m	6,8 ⁰
5	7,0
10	7,0
15	5,8
20	4,9
25	4,8
30	4,6
40	4,6
50	4,6

30. X. 1901 9 a.

Klarer Tag.

Luft —1⁰.

0 m	6,6 ⁰
1	6,8
2	7,0
3	7,0
4	7,0
5	7,0
6	7,0
7	7,0
8	7,0
9	7,0
10	7,0
11	6,9
12	6,9
13	6,6
14	5,9
15	5,5
16	5,1
17	5,0
18	5,0
20	4,9
25	4,8
30	4,6
40	4,6
50	4,6
52	4,6

29. XI. 1901 9 a.

Trüb, 30 cm hoch Schnee.

Luft —7⁰.

0 m	2,8 ⁰
0,3	2,8
1	3,0
2	2,8
3	3,1
4	3,0

Am Westufer des Sees in der Bucht gemessen.

29. XI. 1901 10 a.

3 cm dickes Eis.

Luft —7 ⁰.

0 m	1,0 ⁰
0,30	1,3
1	1,6
2	2,0
3	2,6
4	3,1
5	3,3
6	3,3
10	3,5
15	3,6
20	4,0
25	4,3
30	4,4
35	4,5
39	4,5

21. I. 1902 10 a.

Mit einem Thermometer ausgeführt.

Trüb, tiefer Schnee.

Luft —7 ⁰.

0 m	1,2 ⁰
1	2,5
2	2,6
3	3,2
4	3,2
5	3,3
5	3,1 ??
10	3,3 ??
6	3,3
8	3,4
10	3,5
12	3,5
14	3,8
15	3,9
16	3,9
18,5	4,2
25	4,1
30	4,2
35	4,3
40	4,4
42	4,4
43	4,5
44,5	4,7

Anm. Das Thermometer wurde von mir mehrere Tage hintereinander mit dem bisher verwendeten verglichen und wies immer die gleiche Korrektion auf.

Da am 2. März der Quecksilberfaden nicht mehr regelmässig abriss, so möchte ich die mit Fragezeichen versehenen Temperaturen als fehlerhaft betrachten. Dagegen scheinen mir die übrigen Lotungen durch reichliche Kontrollmessungen verbürgt.

2. III. 1902.

Die Messung missglückte vollständig.

20. III. 1902 11 a.

Luft 2,5 °.

0 m	0,7 °
1	1,0
2	2,5
3	3,3
4	3,4
5	3,6
10	3,8
15	4,1
20	4,2
25	4,2
30	4,3
35	4,3
36	4,3
37	4,4
38	4,4

30. V. 1902 12 m.

6 Tage vorher noch ganz gefroren.

Luft 14 °, vormittags Sonnenschein, nachmittags Föhnsturm.

0 m 5,2 °, b. Berglibach 4,1 °—3,9 °, um 1 p. 5,1 °, um 4 p. 5,3 °, in der Bucht 9,5 °.

2 p. 1 m 5,0 °

2 m 4,9 °

5 m 4,8 °, um 1 p. 5 °.

10 m 4,7 °, um 1 p. 5,1 ° (nahe am Ufer am Boden), 10 m weiter im See 4,7 °.

15 m 4,5 °

20 m 4,2 °

30 m 4,1 °

35 m 4,2 °, Grund.

38 m 4,2 °, an anderer Stelle.

13. VII. 1902 3 p.

Am Vortage schön, morgens schön, nachmittags trüb.

Luft 15,4 °.

0 m	15,6 °
5	11,6
10	6,1
20	4,8
25	4,8
30	4,7
40	4,6
46	4,6
Berglibach beim Einfluss	6,3

13. VII. 1902 5 p.

Luft 14,4 °.

0 m	15,2 °
2	14,2
4	12,8
6	10,6
8	9,5
9	7,3
10	6,1
15	4,9

6. VIII. 1902 3 p.

Sonnig, nachmittags etwas bewölkt.

Luft 21 °.

0 m	16,9 °
2	13,2
5	11,6
10	9,6
12	8,6
14	5,3
15	5,1
20	5,1
30	5,0
40	4,8
50	4,7
53	4,7
Berglibach beim Einfluss	7,7

21. VIII. 1902 9 a.

Himmel bedeckt, Luft 16 °.

0 m	13,4 °
1	13,4
2	12,8
3	12,7
4	12,4
5	11,5
6	11,2
7	10,7
8	10,3
9	10,0
10	9,5
11	9,3
12	8,6
13	8,1
14	7,1
15	5,4
16	5,1
20	5,1
30	4,8
40	4,7
50	4,8
52	4,8
54	4,8
55	4,8

9. IX. 1902 3 p.

Klarer Himmel, Luft 15,4 °.

0 m	14,6 °
1	14,1
2	13,6
3	13,3
4	12,6
5	12,2
6	11,6
7	11,1
8	10,4
9	9,9
10	9,2
11	8,6
12	8,4
13	8,2
14	7,5
15	6,8
16	6,0
18	5,3
20	5,1
25	4,9
30	4,9
40	4,8
50	4,8
52	4,9
53 [1]	4,9

1) Zwischen Berglibach und Fründen in 53 m gelotet ergab 5,1 °.

23. V. 1904 1 p.[1])

Bei strömendem Regen.

0 m	10,5 ⁰
5	6,0
10	4,5
38	4,4
43	4,4

1) Beobachtung von Herrn Prof. Dr. *Brückner*. Diese Beobachtungen sind in der nachfolgenden Diskussion und in den graphischen Darstellungen nicht berücksichtigt, da beide schon abgeschlossen waren.

Schilderung des Temperaturganges. Die Temperaturen der Wasseroberfläche sind, wie die Beobachtungsreihen aus den drei Sommern ergeben, im Sommer ziemlich hoch und einander sehr gleich. Sie erheben sich jedoch wohl kaum jemals über 17 ⁰. Scharf setzen während dieser Zeit die höher erwärmten, selten mehr als 3 m mächtigen Schichten nach unten in sogenannten Sprungschichten ab. So bezeichnet man bekanntlich nach *Richter* diejenigen Schichten des Seewassers, die aussergewöhnlich rasche Temperaturabnahme, d. h. auf geringen Tiefenunterschieden grosse Temperaturunterschiede aufweisen. Die Serie vom 14. VIII. 1900 zeigt uns z. B. eine Sprungschicht zwischen 2 und 3 m Tiefe, die einen Temperaturunterschied von 2—3 ⁰ vermittelt; auch am 27. VIII. 1901 tritt in 2—3 m Tiefe ein derartiger Sprung auf, während am 21. VIII. 1902 die erste, allerdings nur schwach ausgeprägte Sprungschicht in 4—5 m Tiefe zu finden ist. Bei diesen drei Reihen, wie auch bei der des 6. VIII. 1902, sinkt schon bei 6—10 m Tiefe die Temperatur auf etwa 10 ⁰, um nun langsamer und meist ohne Sprungschichten bis etwa 15—20 m Tiefe auf 5—6 ⁰ zurückzugehen. Die darunter lagernden Wasserschichten sind entweder ganz gleichmässig temperiert oder sie weisen nur Differenzen von Zehntelgraden in grossen Vertikalabständen auf. Die Temperaturlotungen vom August 1900, vom 27. VIII. 1901 und vom 9. IX. 1902 ergeben am Seeboden noch eine etwas höher als die Mittelschichten erwärmte Schicht; auch hier betragen jedoch die Differenzen nur Zehntelsgrade.

Im September 1901 hat die Oberflächentemperatur schon abgenommen; dagegen ist die Wasserschicht mit mehr als 6 ⁰ etwas mächtiger geworden, die isothermische Fläche von 6 ⁰

Verticale Temperaturänderung vom 16/IX.1901 bis 13/VII.1902.

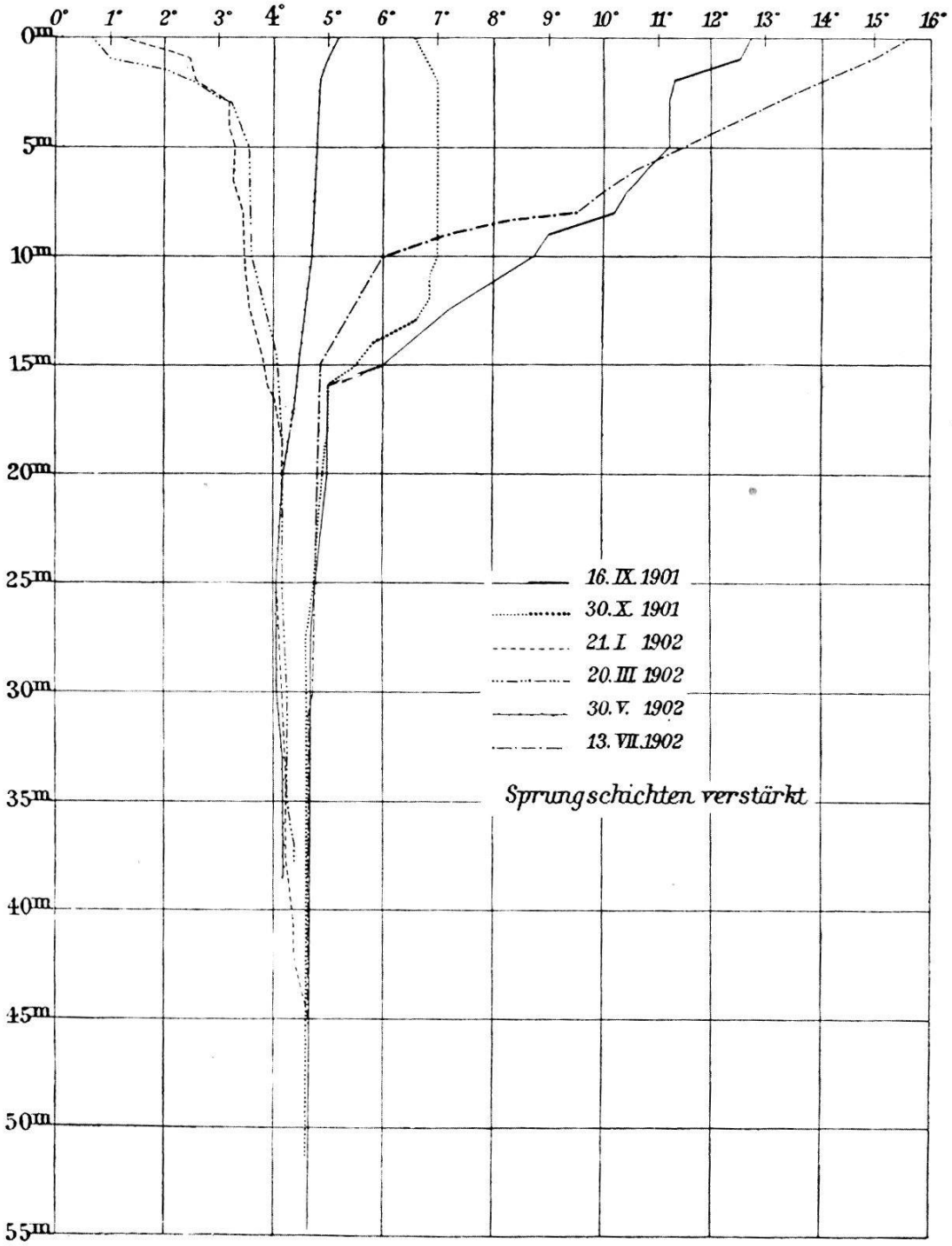

Fig. 5.

Tiefentemperaturen 1901/1902

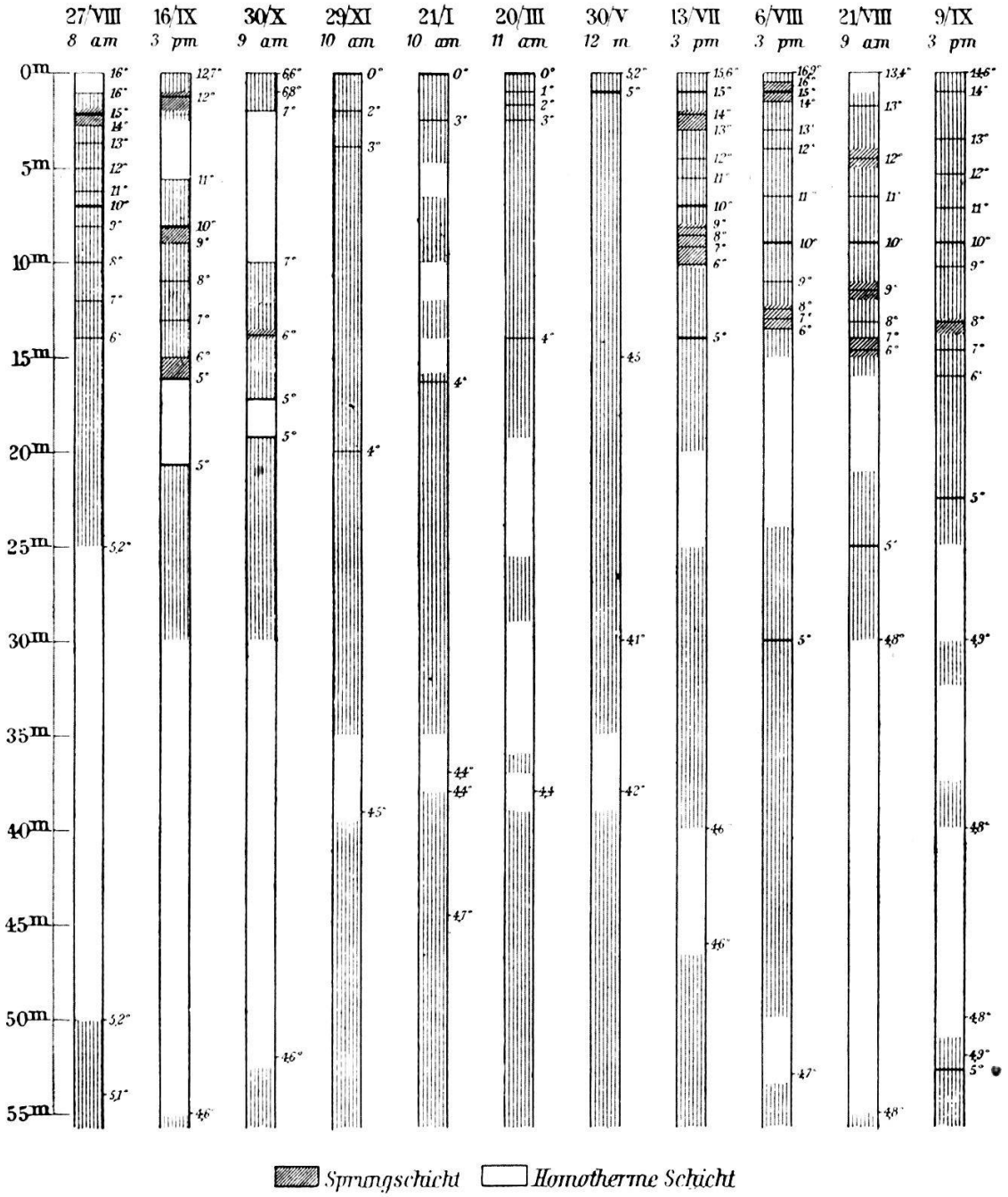

Fig. 6.

also etwas tiefer gerückt.[1]) Am Boden des Sees bis etwa 20 m hinauf macht sich aber auffallenderweise eine zwar geringe, jedoch deutlich wahrnehmbare Abkühlung geltend. Das zeigt, dass die Abkühlung des Tiefenwassers ihre Ursache nicht in den Oberflächentemperaturen haben kann, sondern dass die Abkühlung von unten hinaufsteigt. Im Oktober beginnt auch von oben eine Abkühlung in die Tiefe zu schreiten, sie bringt grosse Schichten gleichmässig temperierten Wassers hervor; überhaupt beträgt am 30. X. 1901 die grösste Temperaturdifferenz des Oeschinensees lediglich 2,4 °.

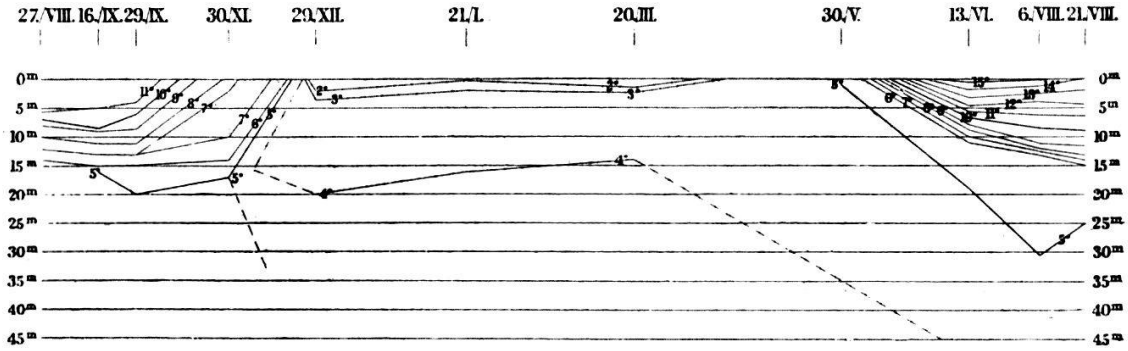

Fig. 7. Jahresperiode der Temperatur in verschiedenen Tiefen vom 27. VIII. 1901 bis 21. VIII. 1902.

Gelegentlich des Besuches vom 29. XI. 1901 fanden wir den See nahezu vollständig zugefroren, und zwar hatte das Zufrieren an der Ostseite begonnen. Während wir im Boote uns einen Weg durch die Eisdecke nach der Lotungsstelle bahnten, bildete sich auf dem noch offenen Seezipfel vor unseren Augen die Eisdecke aus hineinfallendem Schnee. Die Temperatur nahm von der Eisdecke aus, unter der + 1 ° Wärme herrschte, stetig bis zum Boden zu. Am Seeboden ergab die Messung 4,5 °. Die nächste Serie vom 21. I. 1902 konnte von der 35 cm dicken Eisdecke aus durchgeführt werden und zeigte keine wesentlich abweichenden Verhältnisse. Die oberste Wasserschicht bis 3 m Tiefe wies etwas höhere Temperaturen auf als bei der vorhergehenden Messung; auch zeigte sich in $44^1/_2$ m Tiefe eine ganz geringe Temperaturzunahme, die, den Temperaturmessungen der vorhergehenden Monate gegenübergestellt, sehr auffällt; ob sie reell ist, sei dahingestellt, da diese Serie mit dem neuen Thermo-

[1]) Siehe Fig. 7.

meter gewonnen wurde, das später versagte. Der Besuch vom 20. III. 1902 ergab eine Erwärmung der oberhalb 16 m Tiefe liegenden Schichten um einige Zehntelsgrade, die unter der Eisdecke erfolgte, während die Bodentemperatur noch um 0,1 ⁰ gegesunken war. Am 30. Mai zeigte sich eine weitere Temperaturzunahme der oberen Schichten; die Bodentemperatur hatte hingegen abermals abgenommen und zwar um 0,2 ⁰. Die Temperatur nimmt nicht mehr mit der Tiefe zu, sondern wir finden die höheren Wärmegrade in den oberen Wasserschichten. Die weiteren Temperaturlotungen vom 13. VII. 1902 ab ergaben lediglich das Bild der Temperaturschichtung vom vorhergehenden Sommer; die Wärmezunahme erfolgte im ganzen See, jedoch bei den Oberflächenschichten in unvergleichlich grösserem Masse als bei den in der Tiefe lagernden Wassermassen.

Bei diesem Temperaturgange während der Beobachtungsperiode fallen einige Tatsachen auf[1]):

1. *Die Abkühlung im Herbst setzt gleichmässig an der Oberfläche und in der Tiefe ein, während in den mittleren Schichten noch eine nach der Tiefe fortschreitende Erwärmung zu konstatieren ist.*
2. *Die Wassertemperaturen bleiben sich im Winter ausserordentlich gleich; unter der geschlossenen Eisdecke verändern sie sich fast gar nicht.*
3. *Am Ende des Winters tritt unter der geschlossenen Eisdecke eine Temperaturerhöhung ein, die allerdings nur Zehntelgrade beträgt, jedoch deutlich wahrnehmbar ist, während die untersten Schichten sich noch weiter abkühlen.*

Allgemeines über die Thermik der Seen. Ehe wir diese Tatsachen theoretisch zu erklären suchen, dürfte es sich empfehlen, wenigstens einige Bemerkungen über das allgemeine thermische Verhalten der Seen überhaupt voranzuschicken. *Forel* hat dasselbe in so schöner und erschöpfender Weise geschildert[2]), dass ich mich darauf beschränken kann, in der Hauptsache mich an seine Ausführungen anzulehnen.

Wärmestrahlung, Wärmeleitung und Mischung von Wassermengen verschiedener Temperatur sind die ausschlaggebenden

[1]) Siehe Fig. 6 S. 40.
[2]) Seenkunde S. 99.

Faktoren für den Temperaturgang der Seen. Besonders die Wärmestrahlung ist es, die von der Sonne direkt, von umgebenden Gehängen indirekt als Wiederstrahlung auf die Seeoberfläche einwirkt und hier die höheren Temperaturen in den oberen Wasserschichten verursacht.

Wärmestrahlung. So tief die Wärmestrahlen in das Wasser einzudringen vermögen, so weit reicht auch die direkte Erwärmung durch dieselbe. Umgekehrt findet aber auch Wärmeausstrahlung aus dem Seewasser statt. Dass Ein- und Austrahlung nicht in allzu grossen Tiefen wirkt, wurde ziemlich allgemein angenommen. Die neueren Beobachtungen an den ungarischen warmen Kochsalzseen [1]) zeigen in der Tat aufs deutlichste, dass die direkte Ausstrahlung aus mehr als 2 m Tiefe nur unbedeutende Wirkungen auszuüben vermag. In diesen Seen sind hochkonzentrierte Kochsalzlösungen von einer etwa 20 cm dicken Schicht süssen Wassers überlagert. Ein solches Becken ist tagsüber der Einstrahlung und nachts der Ausstrahlung ausgesetzt. Die Einstrahlung macht sich bis in die Kochsalzlösung hinab geltend, die unter deren Einfluss hohe Temperaturen annimmt. Die Ausstrahlung aber scheint ganz beschränkt auf die oberste süsse Schicht. Die darunter lagernde Soole kann ihres hohen spezifischen Gewichtes wegen nicht an die Oberfläche gelangen, sie bleibt in der Tiefe und behält jahraus jahrein hohe Temperaturen. Hieraus muss man schliessen, dass die Ausstrahlung hier kaum über 20 cm in die Tiefe reicht, während die Einstrahlung in tiefere Schichten sich geltend macht. Die Lotungsserie vom 30. IX. 1901 am Oeschinensee zeigt ebenfalls klar, dass die Ausstrahlung nur aus geringen Tiefen wirkt. Hier beträgt der Temperaturunterschied zwischen 1 und 2 m Tiefe 0,2 °. Bis etwa 1 m Tiefe hat hier das Wasser Wärme ausgestrahlt und diese Temperaturerniedrigung sich eingestellt, darunter jedoch nicht.

Dass die Einstrahlung in etwas grösserer Tiefe sich geltend macht als die Ausstrahlung, erklärt sich dadurch, dass bei der Einstrahlung auch helle Strahlen in Betracht kommen, für die das Wasser weit mehr diatherman ist als für langwellige dunkle Strahlen; ausgestrahlt werden dagegen ausschliesslich dunkle

[1]) *A. von Kalecsinsky,* Ueber die ungarischen warmen und heissen Kochsalzseen etc. Földtani Közlöny, 1901, *31,* 9.

Strahlen. Aber auch die Wärmeeinstrahlung macht sich nicht tief geltend. Das beweist schlagend ein anderer der ungarischen Kochsalzseen, dessen überlagernde Süsswasserschicht etwa 2 m dick ist. Hier verhalten sich die Temperaturen der gesamten Wassermasse, also auch der Kochsalzlösung, in der Tiefe wie in anderen Seen. Die Soole ist kaum merklich durch Temperaturunterschiede vom Süsswasser abgehoben. Es reicht also die Wirkung der Einstrahlung im wesentlichen nicht tiefer als 2 m; ihre Kraft wird schon in der obersten Schicht reinen Wassers von 2 m Mächtigkeit gebrochen.

Die Tiefe, bis zu der Ein- und Ausstrahlung wirksam sind, ist vor allem von der Klarheit des Wassers abhängig. In einem See wie der durch Gletscherwasser im Sommer stark getrübte Oeschinensee ist an Einstrahlung in Tiefen von mehr als 3—4 m nicht zu denken. Da die Oberflächenschichten wohl nur von der Einstrahlung ihre Wärme erhalten, so erklärt sich damit auch die geringe Mächtigkeit der auf 15 oder 16° erwärmten Schicht, die nur die obersten 2—3 m des Sees während der wärmsten Jahreszeit einnimmt. Damit decken sich auch die Beobachtungen vom 29. und 30. X. 1901, die ich hier nochmals anführe.

29. X. 1901	*6½ p. m.*	*30. X. 1901*	*8 a. m.*
0 m	6,8°	0 m	6,6°
5	7,0	1	6,8
		2	7,0
		3	7,0 etc.

Die Seeoberfläche hat sich vom Abend zum Morgen um 0,2° abgekühlt, die Abkühlung hat allerhöchstens bis 2 m gewirkt; dabei ist sie wahrscheinlich nicht einmal ganz der Ausstrahlung auf Rechnung zu setzen.

Wärmeleitung. Es lässt sich zwar nicht leugnen, dass auch die Lufttemperatur auf das Seewasser Einfluss auszuüben vermag, indem sie demselben durch Wärmeleitung Wärme zuführt oder entzieht. *Richter*[1]) hat jedoch nachgewiesen, dass die Wärmeabgabe der Luft durch Leitung an das Wasser verschwindend klein gegenüber dem Effekt der Strahlung ist. Wahrscheinlich ist die Wärmeleitung zwischen Luft und Wasser ebenso

[1]) Seestudien S. 33.

klein wie im Wasser selbst, obgleich Wasser noch der beste nichtmetallische Leiter[1]) ist. *Grissinger*[2]) nimmt zwar an, dass die Wärmeleitung im Weissensee in Kärnten im Laufe von 24 Stunden bis etwa 35 m Tiefe wirksam sei. Doch müssen meines Erachtens andere Ursachen zur Erklärung der von *Grissinger* beobachteten Fernwirkung herangezogen werden. Wenigstens sprechen die oben erwähnten ungarischen Kochsalzseen auf das entschiedenste gegen eine bedeutende Wärmeleitung im Wasser. Wir sahen dort Kochsalzlösungen von nur 20 cm dicken Süsswasserschichten überlagert. Wenn nun wirklich eine erwähnenswerte Wärmeleitung im Wasser existierte, so müssten die dortigen bis 60° warmen Soolen das darüberliegende Wasser durch Leitung erwärmen und sich selbst dabei abkühlen. Das geschieht aber nicht, sondern die Süsswasserschicht wirkt wie eine Haut als Abschluss gegenüber der Luft und erhält diese Seen auch im Winter warm, während sie selbst gelegentlich gefriert. Es findet also jedenfalls nur eine geringe Wärmeleitung im Wasser von der Kochsalzlösung zur süssen Wasserschicht statt, die erst in langen Zeiträumen eine erhebliche Erniedrigung der Temperatur der Tiefenschichten veranlasst.

Wärmemischung. Der dritte Vorgang, der für den Temperaturgang eines Sees von Wichtigkeit ist, die Mischung wärmerer und kälterer Wassermassen, ist wohl derjenige, der den Hauptanteil an der Erwärmung der Tiefen aller Seen hat. Bei stark erwärmter Seeoberfläche braucht nur ein stetiger Wind einzusetzen, und binnen einiger Zeit wird das warme Oberflächenwasser nach einem Ufer hingetrieben sein und dort in die Tiefe sinken, während hinter ihm das kühlere Tiefenwasser aufquillt; ein Vorgang, wie wir ihn im grossen an den Westküsten der Kontinente in der Passatregion, im kleinen z. B. am Genfersee beobachten können. Beim Oeschinensee habe ich keine Gelegenheit gehabt, dies ebenfalls zu konstatieren; doch zweifle ich nicht, dass die Erscheinung sich auch dort findet. Ausserdem tritt — und zwar auch bei kurze Zeit währenden Winden — eine Mischung der Wasserschichten verschiedener Tiefe infolge der Wellenbewegung ein. Die Rotation der einzelnen Wasser-

---

[1]) Nach *H. F. Weber*, Vierteljahrsheft der Nat. Ges. Zürich, 1879, *24*, 252, beträgt der Leitungskoeffizient des reinen Wassers 0,0745.

[2]) Tiefen- und Temperaturverhältnisse des Weissensees etc., S. 158.

teilchen wird dieselben je nach der Höhe der Wellen in immer grössere Tiefen bringen und so eine direkte Mischung der warmen Oberflächenschicht mit dem kühleren Tiefenwasser bewirken. Diese Tiefe kann unter Umständen recht beträchtlich sein. Herr Professor Dr. *Ed. Brückner* teilte mir z. B. mit, dass er am 25. August 1896 unmittelbar nach einem heftigen Sturm auf dem Brienzersee das Wasser bis zirka 20 m Tiefe — tiefer konnte nicht gemessen werden — gleichmässig temperiert fand, während unmittelbar vor dem Sturm eine scharfe Temperaturschichtung bestand. Bei der kurzen Dauer und der Richtung des Sturmes kam ein Hinwegtreiben der Oberflächenschicht nicht in Betracht, sondern nur die direkte Mischung an Ort und Stelle.

Besonders *Ed. Richter*[1]) hat über die Windwirkung einlässliche Untersuchungen angestellt: An warmen, sonnigen Tagen trat nach ihm infolge von Wind eine Abkühlung der Seeoberfläche ein; nachts ergab sich jedoch keine Temperaturänderung von Bedeutung selbst bei starkem Wind und Regen, während in klaren, ruhigen Nächten infolge Ausstrahlung immer eine Temperaturerniedrigung resultierte. *Richter* schliesst daraus: «Wind bei Tage kühlt den See ab, bei Nacht hält er ihn warm, in der Weise, dass der Wind tagsüber die Einstrahlung und nachts die Ausstrahlung verhindert.» Ich möchte die Abkühlung der Seeoberfläche in dem zitierten Falle eher der Mischung der stark erhitzten, dünnen Oberflächenschicht mit den darunter lagernden kühleren Schichten zuschreiben, die durch den Wind verursacht wurde. Es wäre sonst nicht zu erklären, dass die Temperatureniedrigung sofort nach Einsetzen des Windes erfolgen konnte. Eine geringe Verminderung der Einstrahlung infolge Wellenschlages wegen Zunahme der Reflexion[2]) ist zwar nachgewiesen, desgleichen die Wärme entziehende vermehrte Verdunstung dabei; immerhin ist auf diese Weise keine sofortige Temperaturänderung zu erklären. Ja, es fragt sich, ob die Wirkung des Windes an heissen Tagen nicht vielmehr als eine Wirkung im Sinne einer Wärmeaufspeicherung aufzufassen ist. Die in der Oberflächenschicht enthaltenen Wärmemengen werden durch Wellenschlag in die Tiefe befördert; wir haben also Wärmemischung vor uns und Erwärmung der Tiefenschicht auf Kosten

---

[1]) Seestudien S. 35.

[2]) *Soret*, Archives de Genève, IV, 1897, S. 461.

der höheren. Dadurch wird ein Quantum Wärme der Oberfläche, wo sie leicht durch Ausstrahlung verloren gehen kann, entzogen und in der Tiefe aufgespeichert. Für das behauptete Warmhalten der Seeoberfläche in der Nacht durch den Wind werden nur Abend- und Morgenbeobachtungen der Temperaturen angeführt, welche ergaben, dass ruhige, klare Nächte eine grössere Abkühlung aufwiesen als regnerische, windige Nächte. Es kommen jedoch dabei verschiedene Faktoren in Betracht. Bei Wellenschlag muss zunächst die Ausstrahlung infolge Vergrösserung der ausstrahlenden Fläche zunehmen. Allein feuchte Regenluft ist wiederum der Ausstrahlung ungünstig; so wird trotz des Wellenschlages die Ausstrahlung bei Wind und Regen wohl vermindert sein. Selbst wenn während der Nacht die Abkühlung einer Oberflächenschicht überwiegen sollte, so wird diese doch durch den Wind sofort wieder aufgehoben, da dieser die Oberflächenschicht mit den darunter lagernden wärmeren Schichten mischt, d. h. der Wärmeverlust verteilt sich auf eine dickere Wasserschicht als bei ruhigem Wetter und wird dadurch unmerkbar. Immerhin wären eingehendere Beobachtungen hierüber noch anzustellen. Neben diesen durch äussere mechanische Kräfte bewirkten Mischungsvorgängen laufen noch durch Convectionsströmungen veranlasste Mischungen nebenher, die durch Dichteunterschiede im Wasser verursacht werden.

Dichteunterschiede des Wassers bei Temperaturdifferenzen. Es ist bekannt, dass das Wasser bei verschiedenen Temperaturen verschiedene Dichte besitzt, gleiche Volumina desselben also bei verschiedenen Temperaturen verschiedenes Gewicht aufweisen. Reines Wasser hat seine grösste Dichte bei 4° Celsius[1]), während Wasser in festem Aggregatzustande als Eis mit einem spezifischen Gewichte von 0,92 auf dem Wasser schwimmt. Bringt man Wassermassen verschiedener Temperatur zusammen, so werden sie sich der verschiedenen Dichte gemäss anordnen, die leichteren auf den schwereren schwimmen. — Die Dichte des Wassers weicht immer mehr vom Werte 1 nach unten ab, je weiter sich die Temperatur von der des Dichtigkeitsmaximums (4°) entfernt. Ich habe nun in der nachfolgenden Tabelle die Dichte des Wassers bei Temperaturen von 0° bis

---

[1]) Genauer bei + 3,95°.

30°, d. h. soweit sie für Seen in Betracht kommt, zusammengestellt[1]):

Temperatur	Dichte	Differenz	Bei einer Temperaturänderung von	Erhalten 1 kg Auftrieb
0°	0,999 874		1° auf 0°	17 900 Liter
		+ 0,000 056		
1°	0,999 930		2° » 1°	25 000 »
		+ 0,000 040		
2°	0,999 970		3 » 2°	43 500 »
		+ 0,000 023		
3°	0,999 993		4 » 3°	143 000 »
		+ 0,000 007		
4°	**1,000 000**			
		— 0,000 008		
5°	0,999 992		4 » 5°	125 000 »
		— 0,000 023		
6°	0,999 969		5° » 6°	43 500 »
		— 0,000 038		
7°	0,999 931		6° » 7°	26 300 »
		— 0,000 053		
8°	0,999 878		7° » 8°	18 900 »
		— 0,000 066		
9°	0,999 812		8° » 9°	15 200 »
		— 0,000 081		
10°	0,999 731		9° » 10°	12 400 »
		— 0,000 090		
11°	0,999 640		10° » 11°	11 100 »
		— 0,000 110		
12°	0 999 530		11° » 12°	9 100 »
		— 0,000 120		
13°	0,999 410		12° » 13°	8 300 »
		— 0,000 130		
14°	0,999 280		13° » 14°	7 700 »
		— 0,000 150		
15°	0,999 130		14° » 15°	6 700 »
		— 0,000 150		
16°	0,998 980		15° » 16°	6 300 »
		— 0,000 170		
17°	0,998 810		16° » 17°	5 900 »
		— 0,000 180		
18°	0,998 630		17° » 18°	5 600 »
		— 0,000 190		
19°	0,998 440		18° » 19°	5 300 »
		— 0,000 200		
20°	0,998 240		19° » 20°	5 000 »
		— 0,000 220		
21°	0,998 020		20° » 21°	4 700 »
		— 0,000 220		
22°	0 997 800		21° » 22°	4 500 »
		— 0,000 230		
23°	0,997 570		22° » 23°	4 400 »
		— 0,000 240		
24°	0,997 330		23° » 24°	4 200 »
		— 0,000 260		
25°	0,967 070		24° » 25°	3 900 »
		— 0,000 260		
26°	0,996 810		25° » 26°	3 800 »
		— 0,000 270		
27°	0,996 540		26° » 27°	3 700 »
		— 0,000 280		
28°	0,996 260		27° » 28°	3 600 »
		— 0,000 290		
29°	0,995 970		28° » 29°	3 500 »
		— 0,000 300		
30°	0,995 670		29° » 30°	3 400 »

Die zweite Kolonne gibt an, um wie viel sich die Dichte des Wassers von Grad zu Grad ändert. Die Bedeutung dieser Zahlen ist sehr einfach. Da die Dichte das Gewicht eines Liters Wasser angibt, so geben diese Differenzen den Gewichtsunter-

[1]) *Kohlrausch,* Praktische Physik, Leipzig 1896, 8. Aufl., S. 463. Siehe auch Annalen der Chemie und Pharmacie (Liebigs), 1848, Bd. 64, S. 212.

schied zwischen zwei Litern Wasser, deren Temperatur um 1° differiert. Dieser Gewichtsunterschied ist gleichbedeutend mit dem Auftrieb, den das leichtere Wasser gegenüber dem schwereren besitzt. Noch besser wird der Auftrieb illustriert, wenn man aus diesen Gewichtsdifferenzen die Wassermenge berechnet, die jeweilig bei 1° Temperaturunterschied 1 kg Auftrieb hervorbringt. Die Berechnung geschah in der Weise, dass ich fragte: wie gross ist das Wasservolumen, das bei Erwärmung um 1° eine Volumenzunahme von 1 Liter hat? Die dergestalt gewonnenen Werte sind in Kolonne 4 und 5 der vorangehenden Tabelle wiedergegeben.

Wir ersehen aus der Tabelle, dass die Gewichtsdifferenzen für je ein Grad Temperaturerhöhung wachsen, je mehr sich die Temperatur über 4° erhebt, und zwar um so rascher, je weiter sich die Temperatur von der des Dichtigkeitsmaximums entfernt. Ein Liter Wasser von 4° hat ein Gewicht von 1 kg, ein Liter von 5° aber nur ein solches von 0,999 992 kg; letzteres ist also um 0,000 008 kg leichter. Ein Liter Wasser wiegt dagegen bei 19° 0,998 440 kg, bei 20° 0,998 240 kg. Beide haben also schon 0,000 240 kg Gewichtsdifferenz. Das gleiche gilt von den Temperaturen unter 4°, nur dass das Wachsen der Gewichtsdifferenz bei 0° eine Grenze erhält, wenn man nicht die Gewichtsabnahme beim Uebergang in den festen Aggregatzustand als ein solches Wachsen auffassen will.

Da diese Gewichtsdifferenz nichts anderes ist als der Auftrieb, den eine bestimmte Wassermenge gegenüber einer anderen von gleichem Volumen, jedoch abweichender Temperatur besitzt, so ergibt sich die wichtige Tatsache: *Der bei einer Temperaturerhöhung um 1° auftretende Auftrieb ist um so grösser, je weiter die Temperatur des Wassers von der Temperatur des Dichtigkeitsmaximums abweicht.* In Figur 8 habe ich die Grösse des Auftriebes, der durch eine Temperaturdifferenz von einem Grad entsteht, durch eine Kurve dargestellt, indem ich die Temperaturen als Abszissen und die zugehörige Gewichtsdifferenz, die zwischen Wasser von dieser Temperatur und solchem von 4° besteht, oder kurz gesagt den Auftrieb von Wasser dieser Temperatur gegenüber Wasser von 4° als Ordinaten auftrug. Die Verbindung der so erhaltenen Punkte ergab dann die Auftriebskurve, die uns die Grösse des Auftriebs bei verschiedenen Temperaturen veranschaulicht. Bei einer gleichen Temperaturdifferenz

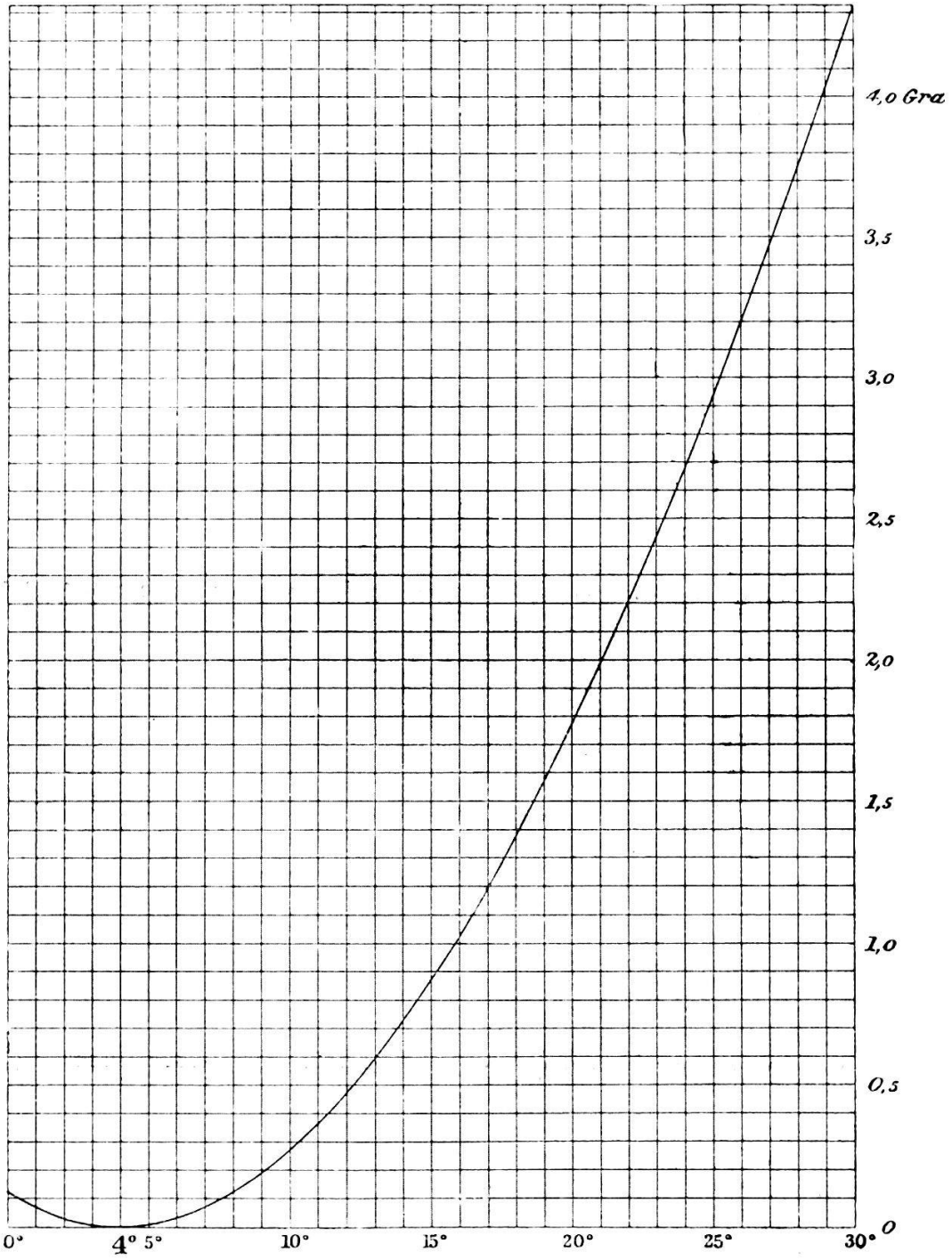

Fig. 8. Auftriebskurve.
Die Temperaturen wurden als Abszissen abgetragen; die Ordinaten geben an, um wie viel ein Liter Wasser von der betreffenden Temperatur leichter ist als ein Liter Wasser von 4°.

besitzen Wassermassen in der Nähe von 4° einen schwächeren Auftrieb als bei höheren Temperaturen. Die Kurve verläuft bei 4° nahezu horizontal, während sie bei höheren Temperaturen immer steiler ansteigt.

Um einen Auftrieb von 1 kg hervorzubringen, müssen wir 125 000 Liter Wasser von 5° einer ebensolchen Masse von 4° gegenüberstellen; dagegen genügen bei Wassermassen von 19° und 20° schon 5000 Liter, um denselben Auftrieb hervorzubringen. Der Auftrieb ist also in letzterem Falle fünfmal so gross. Sind Temperaturunterschiede von wenigen Zehnteln von Graden in der Nähe des Dichtigkeitsmaximums vorhanden, so sind nur verschwindende Auftriebskräfte tätig. Die Convectionsströmungen verlaufen also äusserst langsam, weil der Auftrieb kaum genügt, die bei niederen Temperaturen grössere innere Reibung zu überwinden; anders dagegen bei gleich kleinen Temperaturdifferenzen bei höheren Temperaturgraden; sie werden des stärkeren Auftriebes wegen weit kräftigere Convectionsströmungen hervorrufen.

Temperaturschichtungen. Die Wassermassen verteilen sich auf die verschiedenen Tiefen eines Sees nach ihren verschiedenen Dichten. Die schwereren lagern unten, die leichteren oben. Da das Wasser bei 4° seine grösste Dichte besitzt, so wird meist in unserem gemässigten Klima diese oder eine wenig davon abweichende Temperatur am Boden tiefer Seen zu konstatieren sein. Darüber aber können entweder wärmere oder kältere Wassermassen lagern. Sind die oberen Schichten wärmer, so nennen wir nach *Forels* Vorgange diese Temperaturschichtung eine direkte[1]; nimmt dagegen die Temperatur mit der Tiefe zu, finden sich also Wassermassen von weniger als 4° obenauf, so haben wir eine indirekte[2]) Temperaturschichtung vor uns. So lange diese Temperaturschichtungen bestehen, können ohne äussere Einflüsse keine Strömungen auftreten.

Störungen der normalen Schichtung nach der Dichte. Untersuchen wir, welche Kräfte imstande sind, diese normale Schichtung zu stören und eine derartige Anordnung der Wassermassen hervorzubringen, dass Auftrieb entsteht, so können wir zunächst wiederum den *Wind* anführen. Derselbe kann gelegent-

---

[1]) Siehe z. B. die August- und September-Beobachtungen am Oeschinensee.

[2]) Siehe z. B. November und Januar; vergl. auch Fig. 5 S. 39.

lich Wassermassen geringerer Dichte in die Tiefen befördern, z. B. bei Windstau. Der Auftrieb lässt dieselben später, wenn die Windwirkung aufgehört hat, mit grösserer oder geringerer Geschwindigkeit aufsteigen, während gleichzeitig die schwereren Massen nach der Tiefe streben. Dabei vollzieht sich erstens eine Mischung des warmen mit kühlerem Wasser und zweitens tritt durch diese Mischung eine Verzögerung der Bewegung und eine Verminderung des Auftriebes ein; die Wassermassen gelangen schliesslich in Schichten, die die gleiche Temperatur besitzen wie sie selbst, besitzen dann keinen Auftrieb mehr und kommen zur Ruhe. Wind muss daher bei direkter Temperaturschichtung eine Erwärmung[1]), bei indirekter hingegen eine Abkühlung der Seetiefen bewirken.

Ein weiterer Vorgang, der speziell in der warmen Jahreszeit Mischung hervorruft, ist die *nächtliche Abkühlung* der Seeoberfläche. Durch Einstrahlung ist tagsüber eine Oberflächenschicht von gewisser Mächtigkeit erwärmt worden. Durch Abkühlung an der Seeoberfläche infolge Ausstrahlung bei mangelnder Einstrahlung, dann durch Leitung geben die Wassermassen nachts Wärme nach aussen ab, so dass ihre Temperatur sinkt; sie werden schwerer und sinken unter. Sie mischen sich dabei wohl bald mit Wasser von etwas höherer Temperatur, das unmittelbar unter ihnen liegt, und dieses Gemisch sinkt nun weiter, bis es auf Schichten stösst, die die gleiche Temperatur besitzen wie es selbst; gleichzeitig steigen wärmere Wassermassen, ebenfalls unter Mischung mit begegnenden kälteren, in die Höhe, um sich in Schichten einzuordnen, deren Dichte der ihren entspricht. Durch dieses Spiel auf- und absteigender Strömungen, deren Wasser sich dabei mischen, entsteht eine gleichmässig temperierte, sogenannte homotherme Schicht. Ihre untere Grenze — die sogenannte *Sprungschicht*[2]) — bildet mit einem Temperatursprung den Uebergang zu den kühleren Schichten in der Tiefe. Hört nun die abwechselnde tägliche Erwärmung und nächtliche Abkühlung für einige Zeit auf, wird diese Periode also z. B. durch andauerndes trübes Wetter unterbrochen, so herrscht die ganze Zeit Abkühlung der Oberflächenschichten vor; dadurch wird ein stetiges Niedersinken von Wassermassen

---

[1]) Siehe S. 46.

[2]) Siehe z. B. die Sprungschichten auf Fig. 6 S. 40.

und schnelleres Tieferschieben der Sprungschicht veranlasst. Tritt später wieder klares, warmes Wetter und in dessen Gefolge Erwärmung und Abkühlung in täglichem Wechsel auf, so bildet sich in den oberen Wasserschichten eine neue homotherme Schicht, die nach unten wiederum in einer Sprungschicht absetzt. Das kann während eines Sommers zur Bildung einer ganzen Reihe von Sprungschichten führen. Dazu ist noch zu bemerken, dass je intensiver Einstrahlung und Abkühlung in einer solchen Periode gewirkt haben, desto grösser die Temperaturunterschiede der Schichten sind, die die Sprungschicht scheidet. Diese Temperaturdifferenzen sind von See zu See verschieden. Die grössten Temperatursprünge zeigt eine Lotungsserie vom Bjeloje Osero.[1]) Da diese Reihe wenig bekannt ist, gebe ich sie ganz wieder; sie wurde im Juli—August 1898 gewonnen.

Tiefe	Temperatur	Differenzen	
0 m	23,8 ⁰		
		— 0,3 ⁰	
1	23,5		
		— 0,35	
2	23,15		
		— 0,15	
3	23,0		
		— 0,3	
4	22,7		
		— **3,5**	
5	19,2		
		— **4,6**	16,7 ⁰
6	14,6		
		— **5,45**	
7	9,15		
		— **3,15**	
8	6,0		
		— 0,2	
9	5,8		
		— 0,8	
10	5,0		
		— 0,5	
11	4,5		
		— 0,25	
12	4,25		
15	4,1		
17	4,0		
50	4,5		

Wir sehen hier in einer Sprungschicht von 4 m Mächtigkeit 16,7 ⁰ Temperaturunterschied vermittelt. Das zeigt uns eine sehr intensive Einstrahlung und Ausstrahlung an, wie wir sie in dem dortigen kontinentalen Klima auch bestätigt finden.[2])

---

[1]) *W. Leonov,* Die Seebecken der Flüsse Pry etc., S. 74.

[2]) Vergl. auch das absolute Maximum einer Sprungschicht im Betrage von 8,4 ⁰ Temperaturunterschied auf 1 m am 8. VII. 1895 in *W. Halbfass,* Der Arendsee etc., S. 112.

Je länger die Abkühlung an der Oberfläche und damit auch dieses Spiel der Strömungen dauert, desto tiefer sinkt die Temperatur der homothermen Schicht[1]) und zugleich gewinnt die letztere an Mächtigkeit, indem sie in immer tiefere Schichten hinuntergreift. Die Sprungschicht verwischt sich dabei immer mehr. Je mächtiger nun diese homotherme Schicht wird, desto langsamer muss die weitere Abkühlung des Sees überhaupt vor sich gehen, weil sich der gleiche Wärmeentzug auf eine immer grössere Wassermasse verteilt. Schliesslich erreicht die homotherme Schicht die Tiefen des Sees, wo die ständige homotherme Schicht mit etwa 4° Temperatur jahraus jahrein lagert, und vereinigt sich mit derselben. So hat sich durch fortwährendes Niedersinken kühlerer, schwerer und Aufsteigen wärmerer, leichterer Wassermassen ein Zustand herausgebildet, bei dem der ganze See von oben bis unten 4°, d. h. die Temperatur des Dichtigkeitsmaximums aufweist.[2])

Eine weitere Abkühlung kann nun nur noch an der Oberfläche des Sees vor sich gehen, d. h. so tief greifen, als Ausstrahlung und Wind in die Tiefe zu wirken vermögen. Eine Fortführung der Abkühlung in die Tiefe sollte nur durch Leitung erfolgen. In Wirklichkeit sehen wir nun aber bei vielen Seen die Abkühlung unter 4° sich bis in Tiefen von 50 und mehr Meter fortsetzen und dadurch die sogenannte indirekte Wärmeschichtung im See bis zu grösseren Tiefen herstellen. Zuweilen kann in den oberen Schichten bereits die indirekte, in den unteren noch die direkte Schichtung herrschen.

Für diese Tatsache sind mehrere Erklärungen versucht worden, die aber alle nicht recht befriedigen. Da an Convectionsströmungen infolge von Auftrieb bei diesem Zustande nicht zu denken ist, so wurde an ein Nachwirken derselben aus einer Zeit gedacht, wo sie schneller[3]) verliefen. Diese Nachwirkung sollte nunmehr kältere Wasserteilchen mit in Tiefen führen, die ihnen nicht zukommen. Nach dem, was wir vorher über die

---

[1]) Siehe Fig. 6 S. 40.

[2]) Vergl. z. B. die Lotung von *Späth* im Bodensee am 2. I. 1890, wo bis in 150 m Tiefe 4° nachgewiesen wurde (*A. Forel,* Die Temperaturverhältnisse des Bodensees), desgleichen auch die Lotung von *Zehden* am 9. I. 1895 in *Koch,* Die Temperaturbewegung des Gmundenersees etc. Siehe auch Fig. 6 S. 40.

[3]) *Ule,* Der Würmsee, S. 124.

Dichtigkeitsdifferenzen festgestellt haben, die doch die Convectionsströmungen bestimmen, ist das a priori recht unwahrscheinlich und angesichts des Betrages der innern Reibung physikalisch ausgeschlossen. Dazu kommt, dass die hier in Frage kommenden Seen im Winter sehr durchsichtig sind. Diese Durchsichtigkeit[1]) hängt mit dem in dieser Jahreszeit nachweisbaren Mangel an suspendierten Teilchen im Seewasser zusammen, lehrt aber zugleich auch die Abwesenheit von Strömungen. Wie nämlich *Spring*[2]) experimentell nachgewiesen hat (s. oben S. 27), kann die Durchsichtigkeit chemisch reinen Wassers auch schon durch Convectionsströmungen aufgehoben werden, die durch ganz geringe Temperaturdifferenzen verursacht sind. Da das Wasser der hier zum Vergleich herangezogenen Seen (des Vierwaldstättersees, des Genfersees, des Bodensees, sowie des Oeschinensees selbst) im Winter die blaue Farbe des reinen Wassers zeigt und durchsichtig ist, so muss man annehmen, dass weder Convectionsströmungen noch deren Nachwirkungen tätig sind, somit also auch die tiefgehende Abkühlung des Seewassers unter 4° damit nicht erklärt werden kann. Der Wind kann zur Erklärung so tief hinabreichender Abkühlungen unter 4°, wie sie z. B. im Bodensee und Zürichsee bis 120 m Tiefe beobachtet worden sind, auch nicht gut herangezogen werden. Somit bliebe nur die Leitung übrig, welche die Wärmeabfuhr nach aussen bewirken könnte. Aber auch diese Erklärung ist, nach dem was wir oben darüber angeführt haben, nicht gerade wahrscheinlich. Ich habe diesem Punkte bei meinen Beobachtungen am Oeschinensee besondere Aufmerksamkeit gewidmet und mich dabei vom geringfügigen Einflusse der Leitung überzeugt. Wenn man die beiden Lotungsreihen vom 29. XI. 1901 und vom 21. I. 1902 vergleicht, so fällt auf den ersten Blick die merkwürdige Uebereinstimmung derselben auf. Während der sieben Wochen, die zwischen beiden Beobachtungen verflossen waren, hatte andauernd strenge Kälte geherrscht, der See war dauernd zugefroren;

---

[1]) *Arnet,* Die Durchsichtigkeit des Wassers etc., S. 40.

[2]) *Spring,* Sur le rôle des courants de convection calorifique, etc.: Bei einer Dicke der Wasserschicht von 26 m genügte eine geringste Temperaturdifferenz von 0,57°, um diese Säule völlig undurchsichtig zu machen. Leider ist nicht gesagt, bei welcher Temperatur diese Differenz noch genügt und ob sich nicht bei gleichen Differenzen, aber verschiedenen Temperaturen Unterschiede ergeben.

auch alle Zuflüsse waren gefroren und versiegt, so dass kein Wasser in den See hinein gelangte. Wind konnte die Temperaturschichtung der Eisdecke wegen nicht stören, Einstrahlung kam des niedrigen Sonnenstandes wegen nicht in Betracht — der See liegt den ganzen Winter über im Schatten —, Ausstrahlung durch die Schnee- und Eisdecke ebenso wenig. So sehen wir denn während dieser sieben Wochen nur die Wärmeleitung wirken; ihre Leistungen sind aber, wie wir früher auch an anderen Beispielen gesehen haben, verschwindend klein. Der Wärmezustand ist bis etwa 15 m Tiefe, an der oberen Grenze der Wassermassen von der Temperatur des Dichtigkeitsmaximums, nahezu stationär geblieben, wie folgende Zahlen zeigen:

		29. XI. 1901	21. I. 1902
Lufttemperatur		—7 °	—7 °
Wasser in	0 m	1,0 °	1,2 °
»	1	1,6	2,5
»	2	2,0	2,6
»	3	2,6	3,2
»	4	3,1	3,2
»	5	3,3	3,3
»	6	3,3	3,3
»	10	3,5	3,5
»	15	3,6	3,8

Dieser Zustand änderte sich erst, als die Zuflüsse des Sees wieder ihre Tätigkeit begannen. Am 20. III. 1902 war der Oeschinensee noch mit Eis bedeckt, die Gletscherbäche jedoch schon aufgetaut. Oberhalb der Schicht mit 4 ° Temperaturen war die gesamte Wassersäule wärmer geworden, zwar nur um einige Zehntelgrade gegenüber der Messung vom 21. I. 1902, aber doch unverkennbar. Wir sehen aus diesen Beobachtungen deutlich: so lange kein Wasser von aussen dem See zufliesst, ändert sich die Temperatur nicht; sie sinkt selbst unmittelbar unter der Eisdecke nicht, wo doch bei Leitung vom Eise her Abkühlung eintreten sollte; ein Steigen der Temperatur macht sich dagegen in dem Moment geltend, wo Bachwasser eintritt. Auf Grund dieser Beobachtungen möchte ich geradezu die Abkühlung der Seen, wie des Bodensees, des Zürichsees etc., im Winter unter 4 ° auf Rechnung des *einfliessenden und sich mit dem Seewasser mischenden Wassers und nicht auf Rechnung der Leitung oder gar der Ausstrahlung setzen.*

Nach *Forster*[1]) besitzen die Flüsse Mitteleuropas im Winter eine Temperatur von 0—2°. Dazu kommt, dass sie in dieser Zeit nur wenig Sedimente mit sich führen, wie direkt nachgewiesen ist.[2]) Erreicht solch ein Fluss nun einen See, der von oben bis unten etwa 4° aufweist, so kann sein Wasser sich wegen seiner geringeren Dichte nur in den oberen und mittleren Schichten des Sees ausbreiten, bezw. sich dort mit dem Seewasser von 4° mischen. Daher wird auch nur hier eine Abkühlung des Sees unter 4° eintreten, die allmählich von oben nach unten fortschreitet. Das Zufrieren des Sees an und für sich wäre dann ein selbständiges Moment, welches nur von der Oberflächentemperatur des Sees abhinge.[3])

Mit dem Eintritt wärmerer Witterung, etwa Ende März, erfolgt die Schneeschmelze; es werden nunmehr Mengen suspendierten Materiales[4]) mit in den See gebracht. Durch diese Flusstrübe erhöht sich das spezifische Gewicht des fliessenden Wassers und es kann sich nicht mehr an der Seeoberfläche ausbreiten, sondern sinkt mit zunehmendem spezifischem Gewicht in immer tiefere Schichten und wird nunmehr dort abkühlend wirken, da es als Schmelzwasser Temperaturen nicht allzu weit von 0° aufweist, während es doch seines Schlammgehaltes wegen die grössere Dichte von etwas wärmerem Wasser besitzt. Durch die Temperaturen der Lotungsserie vom 30. V. 1902 wird ein derartiger Vorgang sehr wahrscheinlich gemacht. Während am 20. III 1902 die Bäche zwar schon flossen, jedoch nur geringe Wassermengen führten und diese mit dem Oberflächenwasser mischten, brachte im Mai die schnellere Schneeschmelze von allen Seiten mit Detritus beladenes Wasser zu den Bächen. Der gesamte Zufluss lagerte sich demgemäss in den Seetiefen ab; diese, die vorher Temperaturen von 4,3° bis 4,4° aufwiesen, wurden dabei auf 4,1° bis 4,2° abgekühlt. Da die Temperatur des Hauptzuflusses, des Berglibaches, im Laufe des Tages schwankt, so wäre auch ein Untertauchen in verschiedene Tiefen nicht unwahrscheinlich. Mittags wies das Bachwasser 3,9—4,1°, um

---

1) *Forster,* Die Temperatur fliessender Gewässer Mitteleuropas, S. 38.

2) *Arnet,* S. 93.

3) Die ungarischen Kochsalzseen frieren auch zuweilen zu, obgleich sie in den unteren Wasserschichten noch Temperaturen von 30° und mehr aufweisen.

4) *Arnet,* S. 93.

4 h. p. m. im Sonnenschein 5,3° auf; unzweifelhaft herrschen aber während der Nacht geringere Temperaturen vor, etwa solche von 3 bis 3½°. Wenn trübe Wassermassen von so tiefer Temperatur untertauchen, müssen sie die tiefsten Schichten etwas abkühlen; denn sie sinken wegen ihres Schlammgehaltes, bis sie auf Wassermassen von gleicher Dichte stossen, die aber, weil klar, dem Dichtigkeitsmaximum näher, d. h. wärmer sind.

Indirekte Wärmeschichtung in der Tiefe während der warmen Jahreszeit. Mit der vorrückenden warmen Jahreszeit nimmt die Abschmelzung der Gletscher zu und die grösseren Wassermengen von höherer Temperatur bringen dann auch zunehmende Sedimentmassen mit sich. Hat das Wasser eine Temperatur von 6°, so entspricht doch das spezifische Gewicht, der Schlammführung wegen, dem von etwas kühlerem Wasser. Das Bachwasser sinkt daher bis in Tiefen, wo diese Temperatur herrscht, und mischt sich hier mit dem Tiefenwasser. So kann der Fall eintreten, dass der Zufluss auf das Tiefenwasser erwärmend wirkt, ja dass er sogar am Seeboden in einer beschränkt dicken Schicht etwas höhere Temperaturen hervorbringt als die unmittelbar darüberliegenden Schichten aufweisen.

Dieser Zustand ist in einer ganzen Reihe von Seen beobachtet worden; zu seiner Erklärung sind verschiedene Hypothesen aufgestellt worden, von denen jedoch nach dem früher erörterten nur eine in Betracht kommen kann. Wenn wir von den Fällen absehen, wo warme Quellen anzunehmen sind, so finden wir Wasser von etwas höherer Temperatur unter einer Schicht von 4°, d. h. indirekte Schichtung in der Tiefe in den meisten Fällen bei direkter Temperaturschichtung in den oberen Schichten des Sees, also im Sommer. Die Meereshöhe des Sees, seine Exposition und Tiefe sind allem Anschein nach unwesentlich; denn die erwärmte Tiefenschicht findet sich sowohl in Flachlands- als auch in Gebirgsseen; zuweilen fehlt sie, scheinbar ganz unmotiviert. Im Oeschinensee konnte Herr Prof. Dr. *Ed. Brückner* im August 1900 diese erwärmte Tiefenschicht konstatieren; im Jahre 1901 gelang mir das nicht, dagegen in einem Falle im Jahre 1902.

Zur Erklärung dieser abnormen Temperaturschichtung in der Tiefe ist mehrfach die Erdwärme herangezogen worden. Danach

sollte die Drängung der Geoisothermen[1]) unter dem tief eingesenkten Seeboden hier eine beschleunigte Wärmeleitung und so eine Erwärmung der tiefsten Schichten des Wassers verursachen; besonders sollte das in tiefen Hochgebirgsseen zutreffen. Es zeigt sich jedoch, wie wir eben erwähnten, dass höhere Bodentemperaturen sich auch in flacheren Seen im Flachlande[2]) finden; es ist gar kein gradueller Zusammenhang mit der grösseren oder geringeren Bodentiefe zu konstatieren. Wenn die Erdwärme wirksam wäre, so müsste sie als eine konstante Wärmequelle auch zum mindesten einigermassen konstante Temperaturen in den Seetiefen erzeugen. Das ist aber nicht der Fall; denn auch am Seeboden schwankt bei allen Seen die Temperatur, wenngleich nur um Zehntelgrade mit den Jahreszeiten.

Ziehen wir unsere Beobachtungen am Oeschinensee heran, so lassen sich diese ebenfalls nicht durch die Erdwärme erklären. In zwei Jahren (1900 und 1902)[3]) findet sich die wärmere Bodenschicht, 1901 dagegen nicht; auch das spricht gegen eine so konstante Wärmequelle wie die Erdwärme. Denn selbst wenn man annehmen wollte, dass die verkehrte Temperaturschichtung am Boden durch das im Winter rasch absinkende Wasser von 4° verwischt würde, so dass sie während dieser Jahreszeit nicht nachweisbar wäre, so müsste sie sich doch wenigstens jeden Sommer einstellen, wenn die Erdwärme — also eine konstante Wärmequelle — die Ursache wäre. Da das nicht der Fall ist, müssen wir eine andere Ursache zur Erklärung heranziehen.

Bereits oben habe ich darauf hingewiesen, dass eine Reihe von Umständen existieren, die ein Untertauchen von Flusswasser in verschiedene Tiefen der Seen wahrscheinlich machen. Festgestellt ist das für das Wasser der Rhone und das des Rheins, die beide kilometerlange unterseeische Rinnsale im Genfer- bezw. Bodensee erzeugt haben. Diese Rinnen lassen keinen Zweifel daran, dass das Flusswasser, mit Sedimenten beschwert, am Seeboden abwärts kriecht. Von manchen Flüssen wissen wir des weiteren, dass ihr Wasser beim Eintritt in den See zuweilen sich sofort zu den Tiefen senkt, zuweilen aber auch an

---

1) *Richter,* Seestudien, S. 69.

2) Siehe z. B. *Leonov,* S. 48.

3) Siehe die Beobachtungsreihen vom 13. VIII. 1901, 27. VIII. 1901 und 9. IX. 1902.

der Oberfläche bleibt.[1]) Da das spezifische Gewicht lediglich von Temperatur und Flusstrübe abhängig ist, so bestimmen diese auch die Einordnung des Wassers im See. Dazu kommt, dass gerade im Sommer, wo die indirekte Temperaturschichtung in den Tiefen der Seen auftritt, die Flüsse ausserordentlich viel Sedimente führen, so dass also die Möglichkeit des Untertauchens auch in dieser Beziehung gewährleistet ist. Kommt nun noch eine genügend hohe Flusswassertemperatur dazu, so scheint mir das Phänomen erklärt, damit aber zugleich das Fehlen der wärmeren Bodenschicht im Oeschinensee im Jahre 1901. Das kalte Nebel- und Regenwetter liess eine Erwärmung des Bachwassers im Jahre 1901 nicht zu, während in den beiden anderen Jahren die heisse Witterung in der Beobachtungszeit die Gletscherbäche stark erwärmte, so dass deren Wasser, durch die Sedimente beschwert, auch die Erwärmung der Bodenschichten bewirken konnte.

Jahresperiode der Temperatur. Betrachten wir nach diesen allgemeinen Erwägungen die S. 42 erwähnte Beobachtung: *Die Abkühlung im Herbst 1901 setzt gleichmässig an der Oberfläche und in der Tiefe ein; während sie jedoch von der Oberfläche aus immer tiefer reicht, kommt sie in der Tiefe sehr bald zur Ruhe.*[2]) Nach dem, was vorher gesagt, kann für die Abkühlung an der Seeoberfläche bis zu einer begrenzten Tiefe die Austrahlung bei mangelnder Einstrahlung unmittelbar in Betracht kommen. Mittelbar wird sie auch in grössere Tiefen wirken durch Hinabdrängen der unteren Grenze der homothermen Schicht. Vom 27. VIII. bis 16. IX. 1901 ist die Oberflächenschicht bis 6 m Tiefe abgekühlt, desgleichen insbesondere die Schichten von 20 m bis zum Grunde. Da die dazwischen liegenden Wassermengen sich im gleichen Zeitraum nur ganz wenig abgekühlt, teilweise sogar erwärmt haben, so kann man wohl die Ausstrahlung als Abkühlungsursache für die oberen Wasserschichten zur Erklärung heranziehen, für die Bodenschichten jedoch nicht. Die letzteren können nur durch untertauchendes Bachwasser abgekühlt worden sein. Dafür sprechen auch die Beobachtungen

---

[1]) *Arnet,* S. 93, beobachtete das an der Muotta beim Eintritt in den Vierwaldstättersee, Herr Prof. Dr. *Ed. Brückner* an der Lütschine beim Eintritt in den Brienzersee.

[2]) Siehe Fig. 7 S. 41.

vom 29. X. 1901. Ungefähr von diesem Termin ab liessen die Bäche der zunehmenden Kälte wegen in ihrer Wasserführung nach; lediglich Quellwasser flossen noch mit geringer Sedimentführung, so dass das wenige zufliessende Wasser, wenig beschwert, wenn überhaupt, nur in solche Tiefen absinken konnte, in denen eine der seinen gleiche Temperatur herrschte. So sehen wir denn, wie vom 29. X. bis etwa 29. XI. 1901 fast lediglich die Oberflächenabkühlung wirkt. Sie veranlasst immer grössere Wassermassen von 4° abzusinken, bis die umgekehrte Schichtung eintritt, wohl stark unterstützt durch Winde. Gleichzeitig wirkten wohl auch die Bäche für die Oberflächenschicht noch mit abkühlend, da sie infolge kälterer Witterung notwendigerweise kälteres Wasser führen mussten, so kalt (jedenfalls 1—2°), dass es auf dem viergradigen Seewasser schwimmen musste.

Ende November ist der See nahezu völlig gefroren, die Bäche fliessen überhaupt nicht mehr. *Infolgedessen bleiben die Wassertemperaturen während des Winters fast konstant.*[1]) Die Eisdecke, wie der Mangel an Zuflüssen, schützt den See vor weiterer Abkühlung von aussen, während innerhalb des Sees die geringe Auftriebskraft der Wasserteilchen bei Temperaturen in unmittelbarer Nachbarschaft von 4° keine Convectionsströmungen aufkommen lässt.[2]) Da keine Temperaturänderungen vor sich gehen, so ist also auch die Wärmeleitung zu gering, um irgendwelchen Einfluss auszuüben.[3]) Die Anordnung der Wassermassen ist während des Winters 1901/02 von oben nach unten etwa wie folgt:

10 m	3,5°	(leicht)
20 m	4,0°	(schwer)
30 m	4,4°	(leicht)[4])

Diese Anordnung wurde noch am 20. III. 1902 vorgefunden.

Mit der Schneeschmelze tritt eine Temperaturzunahme ein, die von oben nach unten greift, während die untersten Schichten sich

---

[1]) Siehe Fig. 7 S. 41.

[2]) Siehe S. 49.

[3]) Siehe S. 45.

[4]) Eine ähnliche Beobachtung gibt *Imhof* in: Ueber das Leben und die Lebensverhältnisse zugefrorener Seen. Desgl. *Koch,* Die Temperaturbewegung des Gmundenersees etc., S. 125, 135, 143 und 146. Desgl. *Halbfass,* Der Arendsee, II., S. 118.

ein wenig abkühlen.[1]) Für die in den oberen Schichten erfolgende Erwärmung kann sowohl der sich steigernde Zufluss der Bäche als auch die Einstrahlung verantwortlich gemacht werden; genau lässt sich das hier nicht sagen, da das Frühjahr die Zeit der Föhnstürme ist, also eine ziemlich häufige Mischung der oberen Schichten stattfinden wird. Hingegen ist die Abkühlung der Tiefenschichten von 30 m bis zum Grunde offenbar durch kalte, mit Sedimenten beladene Flusswasser zu erklären. Abkühlung durch Wärmeleitung kann nicht in Frage kommen. Es wäre wenigstens nicht einzusehen, warum dieselben Wassermengen, die während des ganzen Winters konstante Temperaturen aufwiesen, nun plötzlich in fünf Wochen sich abkühlen sollten, noch dazu während die darüberlagernden Schichten gleichzeitig höhere Temperaturen annehmen. Es ist mir eine Genugtuung, hier am Oeschinensee dieses Phänomen ganz zweifelsfrei auf dieselbe Weise erklären zu können, wie vor zirka 30 Jahren *Simony*[2]) dies am Traunsee, in grossen Verhältnissen also, tat. Er erklärte die Abkühlung der Bodenschichten dieses Sees als eine Wirkung des kalten untertauchenden Traunzuflusses.

Schlussfolgerungen. Wenn wir die hier erörterten Ergebnisse der Temperaturlotungen überblicken, so geht daraus hervor, dass für den Temperaturgang des grösseren Teiles der Wassermassen des Oeschinensees (d. h. also der tieferen Schichten) die Temperatur des zufliessenden, mit Sinkstoffen beschwerten Wassers ausschlaggebend ist. Wärme-Ein- und Austrahlung üben nur auf die oberste, ganz dünne Wasserschicht ihren Einfluss aus, jedenfalls aber auch hier zeitweilig stark unterstützt von den Bachwassern. Der Temperaturgang im Winter bestätigt des ferneren, was wir schon im allgemeinen Teil aus physikalischen Erwägungen gefolgert hatten, dass bei niederen Temperaturen — also um 4° herum — Convectionsströmungen so gut wie gar nicht existieren, und dass die Wärmeleitung für die Thermik der Seen kaum in Betracht kommt.

---

[1]) Siehe Fig. 7 S. 41.

[2]) *Simony,* Ueber die Grenzen des Temperaturwechsels etc., S. 436.