

Ber. Naturf. Ges. Freiburg i.Br.	51	S. 149 – 208	13 Abb.	2 Tab.	Freiburg, 1961
----------------------------------	----	--------------	---------	--------	----------------

Untersuchungen über den limnochemischen Stoffwechsel der Hochschwarzwaldseen*

von

Hans-Joachim Elster, Falkau / Schwarzwald

Mit 13 Abbildungen und 2 Tabellen

Inhalt

Einleitung	150
I. Titisee	151
II. Feldsee	177
III. Schluchsee	184
1. Der Schluchsee vor der Rheinbeileitung (1948—1950)	184
2. Die Folgen der Rheinbeileitung auf den Stoffhaushalt des Schluchsees	189
IV. Ursee	191
V. Windgfällweiher	197
VI. Mathisleweiher	201
Zusammenfassung	204
Literaturverzeichnis	205

Dem Bundesministerium für Atomkernenergie und Wasserwirtschaft, der Deutschen Forschungsgemeinschaft, der Schluchseewerk AG. und der Wissenschaftlichen Gesellschaft, Freiburg, sei für die Unterstützung dieser Arbeiten gedankt.

Einleitung

In der klassischen Seetypenlehre von EINAR NAUMANN und A. THIENEMANN (1925) werden die meist kalkreichen „Klarwasserseen“ von den gelb bis braun gefärbten, kalkarmen, an Humusstoffen reichen „Braunwasserseen“ geschieden. Die Klarwasserseen umfassen in diesem System zwei Typen, die durch Übergangsformen verbunden sind: Den nährstoff- und planktonarmen, in der Tiefe aber sauerstoffreichen „oligotrophen“ und den durch Nährstoffreichtum, Planktonmassenentwicklungen und starke Sauerstoffzehrung in der Tiefe gekennzeichneten „eutrophen“ Seetypus. Von den Braunwasserseen war nur der „dystrophe“ Seetyp bekannt, der durch den Reichtum des Wassers an gelösten Humusstoffen und an allochthonem, d. h. aus der Umgebung stammendem Detritus, bestehend aus vorwiegend suspendierten, ausgeflockten Humuskolloiden, charakterisiert ist. Im Sommer und Winter unter Eis zeigt der dystrophe See meist eine starke Sauerstoffschichtung, die aber nicht durch das Plankton, sondern allochthon bedingt ist (THIENEMANN 1925).

Dystrophe Seen sind besonders in den Urgebirgsgegenden Skandinaviens studiert. In Deutschland ist dieser Seetypus selten, wenn wir von kleinen Waldseen und Moorgewässern absehen. Ein Blick auf die Seen des Hochschwarzwaldes, z. B. den Titisee, zeigt sofort ihre braune Wasserfarbe und damit ihre Zugehörigkeit zum dystrophen Typus. Das Studium dieser Seen war eines der Ziele für W. SCHLIENZ, als er inmitten des Seengebietes im Hochschwarzwald die Hydrobiologische Station Falkau gründete. Über die Limnochemie dieser Seen sind inzwischen eine Anzahl Spezialarbeiten erschienen (u. a. ELSTER & SCHMOLINSKY 1952/53, ELSTER 1955, 1957, 1959 und im Druck), die in folgendem zu einem vergleichenden Übersichtsbild zusammengefaßt werden sollen. Wegen weiterer Einzelheiten sei auf die zitierte Literatur verwiesen.

Bevor wir die einzelnen Seen besprechen, seien einige vergleichende morphologische Daten in Tabelle 1 vorangestellt:

Tabelle 1

Übersicht über die morphometrischen Verhältnisse der untersuchten Seen

	Höhe über NN m	Größte Länge m	Größte Breite m	Areal ha
Schluchsee	930	7 000	1 450	513,3
Titisee	845,9	2 100	770	110,0
Feldsee	1109	380	360	9,15
Windgfällweiher	966	760	430	16,0
Schlüchtsee	914	320	150	3,7
Mathisleweiher	1000	210	130	1,85
Ursee	837	105	80	0,33

	Größte Tiefe m	Mittlere Tiefe m	Volumen 1000 m ³	Z/V
Schluchsee	63,0	21,8	111 898	2,9
Titisee	39,5	20,4	22 495	0,82 (1,82)
Feldsee	34,5	17,6	1 609	1,63
Windgfallweiher	4,7	2,5	400	71,0 (3,85)
Schlüchtsee	5,2	2,5	93,1	12,9
Mathisleweiher	3,6	2,3	43,2	23,2
Ursee	10,9	8,1	26,8	111,9

I. Der Titisee

Titisee und Feldsee sind die noch relativ am wenigsten durch den Menschen veränderten größeren Hochschwarzwaldseen. Der Titisee sei hier als besonders charakteristischer Vertreter in seinem limnochemischen Jahreszyklus etwas näher besprochen.

Wir wählen als Ausgangspunkt unserer Betrachtungen die Zeit, in welcher der See kurz nach dem meist in der zweiten Märzhälfte oder Anfang April eingetretenen Eisaufbruch Homothermie erreicht hat, d. h. von der Oberfläche bis zum Grund eine in der Nähe des Dichtemaximums bei 4° C liegende gleichmäßige Temperatur aufweist. In dieser Periode wird der See von den Winden bis zum Grunde umgepflügt („Frühjahrsvollzirkulation“), so daß auch die chemischen Schichtungsunterschiede im ganzen See ausgeglichen werden. Wie intensiv und lange diese Frühjahrsvollzirkulation stattfindet, hängt von der Witterung ab. Sonnige, warme und windstille Perioden führen schnell zu einer Erwärmung der oberflächennahen Schichten und damit zum Beginn der „Sommerstagnation“, in der wärmeres und daher leichteres Wasser über dem kalten Tiefenwasser lagert und dieses vom Austausch mit der Oberfläche abschneidet. Da die Absorption der Wärmestrahlen in den aller obersten Schichten stattfindet, entsteht primär nur ein sehr dünner Film warmen Oberflächenwassers, der aber durch den Wind allmählich etwas untergepflügt wird, und nach der dadurch erfolgten Milderung des Temperaturgefälles helfen nächtliche Abkühlung und Konvektion mit, die Temperatur in den oberen Schichten auszugleichen. Kälterückschläge können noch bis in den Mai hinein die thermische Frühjahrsschichtung wieder völlig zerstören, da die Dichtedifferenzen pro 1° C Unterschied bei niederen Temperaturen noch relativ gering sind, und durch Unterpflügen der wärmeren Oberschicht durch Stürme kann auch die Tiefentemperatur des Titisees in manchen Jahren bis auf über 5° C erhöht werden. Spätestens im Mai, oft schon im April, erwärmen sich dann aber die oberen 5 m des Titisees so stark, daß auch die stärksten Stürme den See nicht mehr umpflügen, sondern höch-

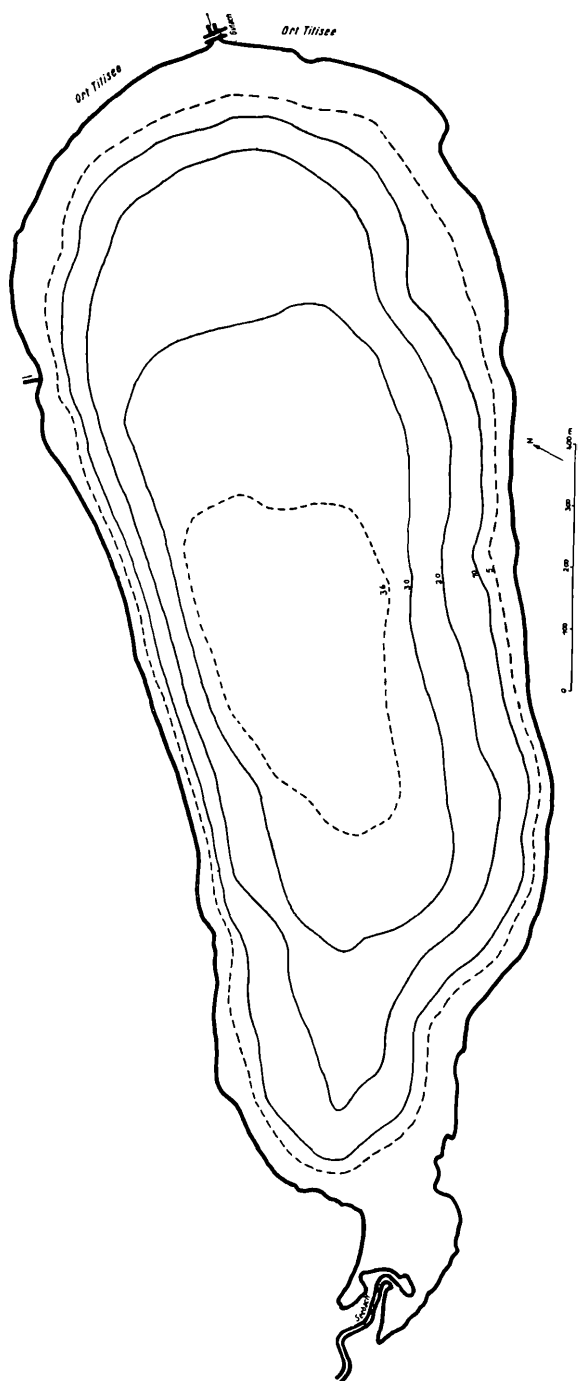


Abb. 1. Tiefenkarte des Titisees (nach der topographischen Karte 1 : 2000

stens die erwärmte Oberschicht in sich umschichten und homothermisieren können.

Dann ist die typische Sommerschichtung mit ihrem Dreistockwerkaufbau erreicht (Abb. 2 und 3). Die sich bis zum Juli oder August meist über 20°C erwärmende Oberschicht, das „Epilimnion“, reicht mit geringem Temperaturgefälle bis in 5 bis 7 m Tiefe. Es folgt eine Zone, in der die Temperatur von

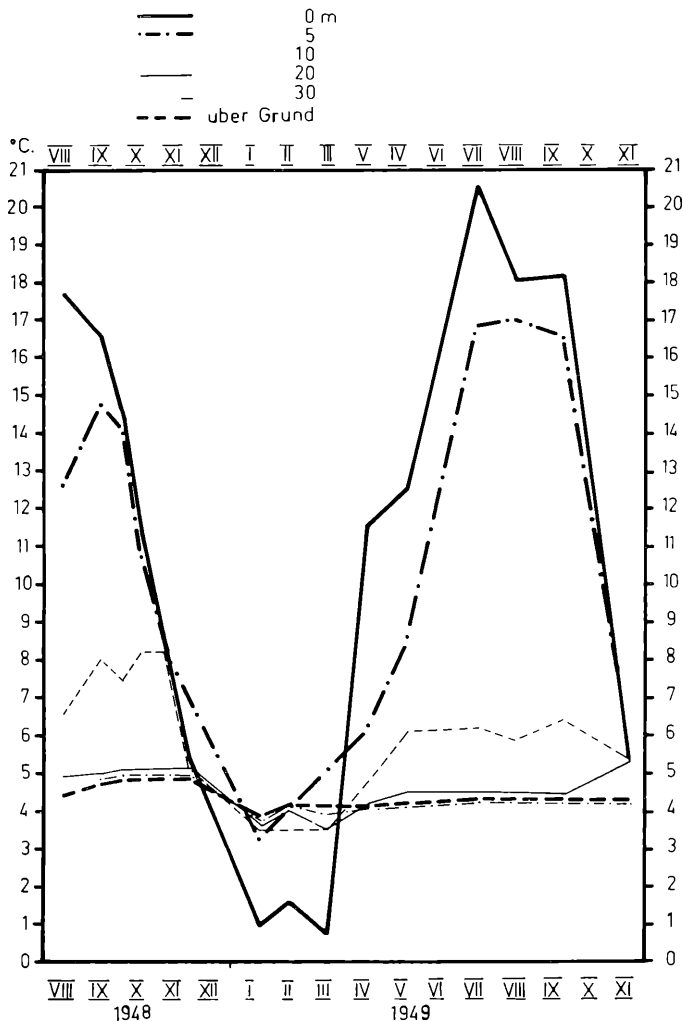


Abb. 2. Temperaturen in verschiedenen Tiefen des Titisees (1948/49)

Meter zu Meter sprunghaft sinkt, die „Sprungschicht“ oder das „Metalimnion“ Diese Schicht hat ihre größten Temperaturgradienten mit bis zu $8^{\circ}\text{C}/\text{m}$ fast stets zwischen 7 und 10 m und bezeichnet gleichzeitig die Grenze des Austausches von der Oberfläche nach der Tiefe zu. Unterhalb 10 m geht sie dann in das unterste Stockwerk, das „Hypolimnion“, über, dessen Temperaturen während des ganzen Jahres in der Nähe des Dichtemaximums liegen und nur in den labilen Perioden der Vollzirkulation etwas erhöht oder (im Herbst) erniedrigt werden können. Während der Sommerstagnation sind also die Tiefenschichten durch die Sprungschicht vom Austausch mit der Oberfläche abgeschnitten.

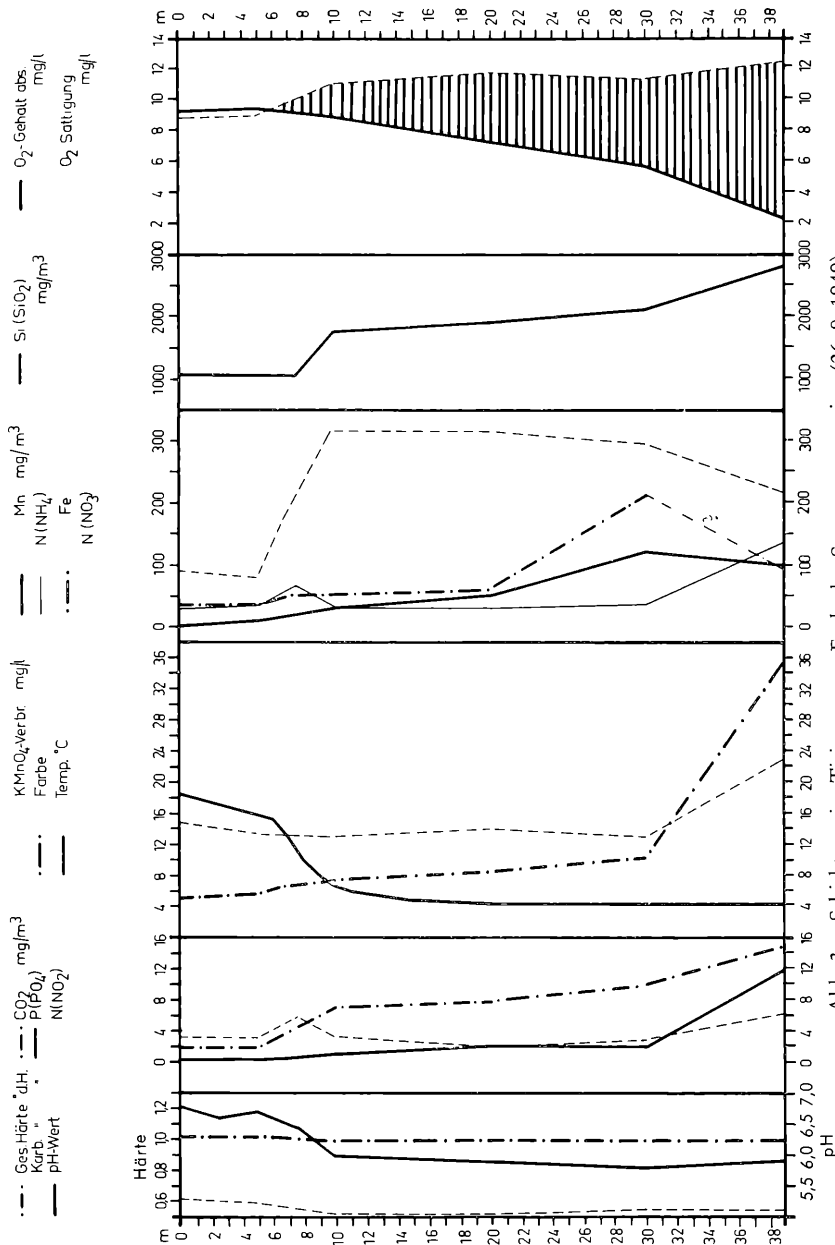
Herbstliche Abkühlung an der Oberfläche und Windwirkung vermögen die Unterkante des Epilimnions infolge des steilen Temperaturgefälles in der Sprungschicht anfangs nur sehr langsam in die Tiefe zu drücken, und noch im Oktober reicht die Sprungschicht bis in 6 oder 7 m Tiefe hinauf. Erst im November wird die Schichtung allmählich von oben nach unten ausgeglichen und schließlich Homothermie und damit die Periode der „Herbstvollzirkulation“ erreicht, deren Intensität von den Windstärken abhängt.

Ruhige Frostperioden begünstigen das Zufrieren, das häufig um die Jahreswende eintritt und die Periode der „Winterstagnation“ einleitet, in der die Tiefenschichten abermals vom Austausch mit der Oberfläche abgeschnitten sind. Unter Eis findet sich häufig in den oberen Metern ein Temperaturanstieg bis 4°C , doch können kalte Herbststürme vor dem Zufrieren und kaltes Zuflußwasser während der Eisbedeckung die Tiefentemperaturen des Sees auch etwas unter 4°C herunterdrücken.

Dieser Wechsel zwischen Zirkulations- und Stagnations- bzw. Schichtungsperioden im Jahresrhythmus beeinflußt den Gesamtstoffwechsel unserer Seen entscheidend.

Ein anderer wichtiger Faktor ist der Z u f l u ß Vor der Inbetriebnahme des Schluchseewerk-Hangkanales, der die vom Feldberg kommenden Bäche abschneidet und über den Windgfallweiher in den Schluchsee leitet, brachte der Seebach im Durchschnitt pro Jahr 41 Millionen $\text{m}^3 = 180\%$ des Titiseevolumens in den See, seit 1933 nur noch im Durchschnitt 18 Millionen $\text{m}^3 = 82\%$ des Titiseeeinhaltes. Die wirklichen Erneuerungszeiten des Titiseewassers können jedoch aus diesen summarischen Angaben nicht berechnet werden, da sie von der Einschichtungstiefe des Zuflußwasser abhängen:

Allgemein eilen die Zuflüsse zu Beginn der Erwärmungsperiode in ihrem Temperaturanstieg besonders tagsüber der Seeoberfläche oft voran und schichten sich dann oberflächlich ein, wobei sie oft längere Bahnen in die Eisdecke vor dem Eisaufbruch schmelzen können. Auf diese Weise gelangt ein nicht unbeträchtlicher Teil des Frühjahrshochwassers in das sich bildende Epilimnion. Die täglichen Temperaturamplituden sind in den Fließgewässern infolge ihrer geringen Tiefe, der Turbulenz und der innigen Vermischung mit Luft besonders in den Gebirgsstrecken recht hoch und können



schon im April 6°C Unterschied zwischen Nachmittag und frühem Morgen erreichen. Je schwächer die Temperaturschichtung des Sees, desto größer ist die tägliche Amplitude der Einschichtungstiefe. Bei Strahlungswetter kann die Einschichtung der Zuflüsse täglich zwischen Oberfläche und Grund pendeln, und jede Witterungsveränderung kann die Einschichtungstiefe stark beeinflussen. Diese Frühjahrslabilität wird erst durch die Ausbildung eines starken Temperaturgefälles im See beendet. Im Sommer versperst die Sprungschicht dem Zuflußwasser den Eintritt zum Hypolimnion, und die Zuflüsse schichten sich im allgemeinen im Sommer und Herbst in den oberen Teil der Sprungschicht ein und können diese bei genügend starker Wasserführung gewissermaßen ausweiten. Sobald die Temperatur der Zuflüsse aber im Herbst oder bei sehr starken Kälterückschlägen die hypolimnischen Temperaturen des Sees erreichen, zunächst meist nur während der nächtlichen Minima, dann in immer länger werdenden Perioden, kann das Zuflußwasser durch das Metalimnion in das Hypolimnion einbrechen. Fast stets erreicht ein Teil des Zuflußwassers schon vor der Herbstvollzirkulation die Schicht über Grund und ruft hier charakteristische chemische Änderungen hervor. Die Amplitude der Einschichtungstiefe kann jetzt wieder häufig zwischen Oberfläche und Grund pendeln. Auch während der Winterstagnation ist die Einschichtungstiefe häufig sehr labil, da sich in Frostperioden die Fließgewässer ebenfalls unter das Dichtemaximum abkühlen und sich dann bei nur sehr geringen Dichteunterschieden direkt unter der Eisdecke einschichten können, bei größeren täglichen Amplituden aber auch vorübergehend in tiefere Schichten gelangen. Selbst wenn der See durch längere kalte Stürme während der Herbstzirkulation unterkühlt war, können die Tiefentemperaturen unter Eis wieder auf 4°C kommen, wenn die Zuflüsse in wärmeren Winterperioden die 4°C -Grenze erreichen und sich dann am Grund einschichten.

Der Abfluß des Titisees ist epilimnisch. Bei den natürlichen Seen führt jede Zuflußmenge, ungeachtet ihrer Einschichtungstiefe, zu einer Erneuerung des epilimnischen Seewassers, da das Zuflußwasser das oberhalb seiner Einschichtungstiefe befindliche Seewasser gewissermaßen emporhebt und aus dem Ausfluß herausdrängt. Auf diese Weise verliert der Titisee im langjährigen Durchschnitt im Monat April etwa ein Drittel, in manchen Jahren bis zu 50 % seiner epilimnischen Wassermenge. Die epilimnischen Verluste sinken im mehrjährigen Durchschnitt bis August auf etwa 18 % pro Monat und steigen im Spätherbst wieder auf fast 25 % an. Rechnet man das Titisee-Epilimnion bzw. die produzierende Zone (s. unten) bis 7,5 m, so wird diese Zone etwa 2,6mal pro Jahr erneuert, während der Erneuerungskoeffizient für die hypolimnischen Wassermassen demgegenüber völlig unbedeutend ist und nur schwer berechnet werden kann.

Wenden wir uns nun dem Sauerstoffhaushalt des Titisees zu. Auch wenn keine biogenen oder chemischen Prozesse im Spiel wären, so

hätten wir schon aus rein physikalischen Gründen einen Jahresgang der Sauerstoffkonzentration besonders in den oberen Schichten zu erwarten, da die Löslichkeit des Sauerstoffes im Epilimnion zur Zeit des Temperaturmaximums um rund ein Drittel geringer ist als im Winter. Da aber der O_2 -Ausgleich mit der Atmosphäre nur allmählich stattfindet und nachhinkt, so besteht schon aus diesen physikalischen Gründen in der Erwärmungsperiode bei fallenden Absolutwerten eine Tendenz zur Übersättigung, in der Abkühlungsperiode dagegen bei steigenden O_2 -Konzentrationen eine Tendenz zur Untersättigung.

Hinzu kommen die biogenen (und rein chemischen) Prozesse: O_2 -Zufuhr durch die Assimilation der Pflanzen und O_2 -Verbrauch durch Respiration und durch Zersetzung der organischen Substanzen im See. Auch der Zufluß kann den O_2 -Haushalt des Sees beeinflussen.

Die Sauerstoffproduktion durch die Assimilation ist auf die oberen Meter des Sees beschränkt, und die „Kompensationsebene“, d. h. die Tiefe, in der sich Assimilation und Dissimilation der pflanzlichen Produzenten gerade die Waage halten, trennt die obere Aufbauzone = trophogene Schicht von der Abbauzone = tropholytische Schicht. Die Tiefenlage dieser Kompensationsebene hängt außer von der Zusammensetzung des Phytoplanktons und des Pflanzengürtels von den Lichtverhältnissen im See ab, die in erster Annäherung nach der Sichttiefe, d. h. durch Versenken einer weißen Scheibe, beurteilt werden können. Im Titisee beträgt die Sichttiefe meist 3,5 bis 4 m, im Durchschnitt aller Messungen 3,73 m, während die gefundenen Extremwerte 2,3 und 6,75 m waren. Messungen mit Fotozellen und Farbfiltern zeigten, daß der Lichtabsorptionskoeffizient im Titisee im Vergleich zu den klaren Alpen- und Voralpenseen sehr hoch ist: In 7 m finden wir meist nur noch 1 % der Oberflächengesamtheitlichkeit. Besonders stark werden die UV-Strahlen ausgelöscht (Durchlässigkeit für $375\text{ m}\mu = 1,4\text{ ‰/m}$), das Durchlässigkeitsmaximum liegt im Gelb und Orange (z. B. $590\text{ m}\mu = 60\text{ ‰/m}$) (SCHMOLINSKY 1954).

Mißt man die Assimilationsintensität nach der Methode von STEEMANN-NIELSEN (1952), indem man Wasser aus verschiedenen Tiefen schöpft, mit einer geringen Menge $HC^{14}O_3$ -Lösung versetzt, die Proben in den Entnahmetiefen einige Stunden exponiert, danach das Plankton abfiltriert und die Radioaktivität des Phytoplanktons auf dem Filter bestimmt, so zeigt sich, daß das Assimilationsmaximum bei trübem Wetter in den obersten Dezimetern, bei heller Sonne aber meist in 1 bis 2 m Tiefe liegt. Stets aber fällt die Assimilationsleistung unterhalb 3 m rapide ab und beträgt schon in 5 m Tiefe nur noch einen geringen Bruchteil der Oberflächenwerte. Die Kompensationsebene liegt fast stets zwischen 5 und 10 m.

Betrachten wir nun den tatsächlichen Jahresgang der Sauerstoffkurven im Titisee (Abb. 4): Die nach dem Eisaufruch einsetzende Frühjahrszirkulation ist in den meisten Jahren nicht intensiv genug, um das aus dem

Winter stammende O_2 -Defizit aufzufüllen und die in der Wasser-Sediment-Kontaktzone stattfindenden O_2 -zehrenden Abbauprozesse zu kompensieren. Nur unter besonders günstigen Umständen, wie im Mai 1950, als lang anhaltende Stürme mit Kälterückschlägen eintraten, kann der gesamte See bis zum Boden mit Sauerstoff bis zur Sättigung aufgefüllt werden. Im allgemeinen aber erreichen die O_2 -Werte auch am Ende der Frühjahrsvollzirkulation nur etwa 90 % der Sättigung oder bleiben noch darunter.

Mit dem Einsetzen der Sommerstagnation beginnt eine unterschiedliche Entwicklung in der trophogenen und tropholytischen Zone (Abb. 4). Im Epilimnion, das völlig zur trophogenen Zone gehört, sinken zwar mit steigenden Temperaturen die absoluten O_2 -Werte stets, jedoch langsamer, als es der Abnahme der Löslichkeit entspricht, und in manchen Jahren wird schon im Frühjahr eine Übersättigung der obersten Meter mit Sauerstoff erreicht, die wenigstens teilweise durch die Assimilation des Phytoplanktons

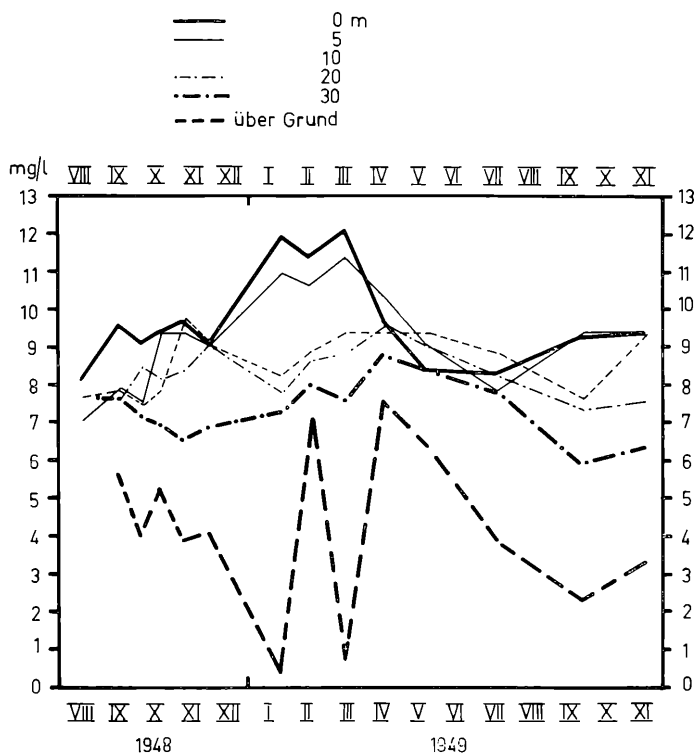


Abb. 4. Jahreszeitlicher Gang der Sauerstoffkonzentration in verschiedenen Tiefen des Titisees

bedingt ist und im Mai 1950 nach der bereits erwähnten intensiven Umschichtung den bisher beobachteten maximalen Wert von 125 % Sättigung in 0 bis 2,5 m erreichte. Noch klarer tritt der Einfluß der Assimilation meist im Herbst hervor, wenn das O_2 -Defizit im Frühjahr nicht aufgefüllt wurde oder sich im Sommer ein neues Defizit eingestellt hat und dann nach dem sommerlichen Temperaturmaximum die O_2 -Werte schneller steigen als die Löslichkeit bei den anfangs nur langsam fallenden Temperaturen und es trotz nachhinkender O_2 -Aufnahme an der Oberfläche zur Auffüllung des O_2 -Defizits und darüber hinaus zu einer geringen Übersättigung kommt.

Da die trophogene Zone zumindest zeitweise bis in den oberen Teil des hochliegenden Metalimnions hineinreicht und hier die Assimilation im Frühjahr und Frühsommer die O_2 -Zehrung nicht nur kompensieren, sondern sogar noch etwas mehr Sauerstoff produzieren kann, als durch die Abbaustoffe verbraucht wird, während der Austausch mit der Oberfläche in diesen Schichten schon stark gehemmt oder abgeschnitten ist, so kommt es häufig zu einem metalimnischen Sauerstoffmaximum mit 110 bis 125 % Sättigung, das in verschiedenen Jahren zu verschiedenen Zeiten auftreten und bis in den Herbst andauern kann, ehe es durch die allmählich tiefer greifende Herbstzirkulation ausgelöscht wird. In vielen Jahren wurde es nur im Sommer gefunden und verschwand schon vor der Herbstzirkulation, da die Zersetzung der organischen Substanz mehr Sauerstoff verbrauchte, als durch die Assimilation produziert wurde.

Unterhalb des Sauerstoffmaximums bzw. im unteren Teil des Metalimnions beginnt dann in den Vertikalprofilen eine O_2 -Sprungschicht, einmal infolge der aufhörenden biogenen O_2 -Produktion, andererseits wegen der im unteren Bereich des Metalimnions offenbar noch relativ intensiven Zehrungsvorgänge. Diese Sauerstoffsprungschicht liegt meist zwischen 5 und 10 m. In ihr fallen die absoluten O_2 -Konzentrationen jedoch meist um weniger als 2 mg O_2 /l, die prozentualen Sättigungswerte meist um 20 bis 30 %.

Nach der Tiefe zu folgt auf diese O_2 -Sprungschicht eine Zone, in welcher die O_2 -Werte nach der Tiefe zu nur sehr wenig fallen, gleich bleiben oder sogar zu einem allerdings sehr schwachen zweiten Maximum im mittleren Hypolimnion ansteigen können, weil hier die von oben herabsinkenden organischen Bestandteile, z. B. Planktonleichen oder eingeschwemmte Humusteilchen, schon zum großen Teil zersetzt sind und die bis in diese Tiefen gelangenden Reststoffe resistenter sind und weil die Zehrung vom Boden her sich in diesen Schichten noch relativ schwach auswirkt. Mit zunehmender Tiefe steigt aber der Bodenfaktor, d. h. die relative Kontaktfläche Sediment/Wasservolumen, und damit der Einfluß der Bodenzehrung, die den Sauerstoffgehalt des Wassers in den tiefsten Titiseeschichten bis zum Ende der Stagnation fast völlig aufzehren kann. Proben mit einem besonders konstruierten Speziälschöpfer zeigten, daß ein besonders rapides Sauer-

stoffgefälle, d. h. eine Mikroschichtung, in den letzten 20 cm über Grund an den tiefsten Stellen vorhanden ist und daß in dieser Kontaktwasserschicht der Sauerstoff völlig aufgezehrt werden kann. Diese Mikroschichtung ist in der relativ ausgedehnten, über 35 m tiefen zentralen Senke des Titisees am stärksten, ist schon in der Nähe der 25-m-Isobathe, d. h. in der Sediment-Wasser-Kontaktzone der flacheren Gebiete, wesentlich schwächer und ist schließlich in den nur 10 bis 15 m tiefen Teilen nicht mehr nachweisbar. Allerdings bedürfen diese Verhältnisse noch weiterer Untersuchungen mit inzwischen verbesserten Methoden.

Diese für die Bodenfauna sehr einschneidenden Verhältnisse (vgl. W WÜLKER 1961) sind das Ergebnis zweier gegenläufiger Prozesse: Der vom Bodengrund ausgehenden Reduktionsvorgänge und der ausgleichenden Wirkung der auch im Hypolimnion vorhandenen und auf verschiedenen Ursachen beruhenden Wasserbewegungen. Der Kurvenverlauf deutet darauf hin, daß auch während der Sommerstagnation eine gewisse Sauerstoffzufuhr in wechselndem Ausmaß und in unregelmäßigem Rhythmus stattfinden kann, sei es besonders im Herbst durch Zuflußwasser oder durch Umschichtungsvorgänge innerhalb des Hypolimnions. Je geringer die Tiefe des Sees nach dem Ufer zu wird, um so stärker wird der Einfluß dieser Wasserbewegungen, bis sich schließlich in geringen hypolimnischen Tiefen eine Mikroschichtung nicht mehr halten kann (ELSTER 1955). Da auch noch lokale Niveauverlagerungen der Schichtgrenzen unter Winddruck hinzukommen, ist das respiratorische Milieu für die Bewohner des Bodens hier sehr wechselnd.

Die geschilderten Differenzen auf den Vertikalprofilen werden erst ausgeglichen, wenn die Herbstzirkulation bis zum Boden vorgedrungen ist. In dieser Zeit werden die Oberflächenkonzentrationen durch Vermischung mit sauerstoffärmerem Tiefenwasser erniedrigt, während die bodennahen Schichten meist erst von Mitte oder Ende November an oder sogar noch etwas später mit Sauerstoff wieder aufgefüllt werden. Auch im Herbst und zu Beginn des Winters vor der Eisbedeckung scheint jedoch eine völlige Sättigung des Sees mit Sauerstoff nur selten erreicht zu werden, da die O_2 -zehrenden Prozesse offenbar stärker sind als die mit der Annäherung an den Sättigungswert ja stark sinkende O_2 -Aufnahme durch die Oberfläche. Auch die biogene O_2 -Produktion wird in dieser Zeit unbedeutend, da die Tage kürzer werden und das Phytoplankton über die ganze Tiefe des Sees verteilt wird und sich daher bei den Umschichtungsvorgängen zum größeren Teil außerhalb der trophogenen Zone befindet.

Unter der Eisedecke betrug die Sauerstoffsättigung in den oberen Metern ca. 90 % und hielt sich den ganzen Winter über in dieser Höhe, obwohl durch die dicke Schnee- und Eisedecke so viel Licht absorbiert wird, daß eine positive Assimilationsbilanz unter der Eisedecke nicht zu erwarten ist. Doch sind die Zehrungsvorgänge durch die niedrigen Temperaturen stark herab-

gesetzt und auch der Zufluß bringt sauerstoffreiches Wasser mit über 90 % Sättigung teilweise unmittelbar unter die Eisdecke.

1949 fiel nach knapp einmonatiger Eisbedeckung Ende Januar der Sauerstoffgehalt zwischen der Unterkante der Eisdecke und 10 m Tiefe von 11,9 mg O_2 /l (0 m) auf 8,3 mg (10 m) bzw. von 91,3 auf 68 % der Sättigung. Es folgte nach unten zu bis 35 m eine Schicht, in der die O_2 -Konzentration mit zunehmender Tiefe nur wenig abnahm (in 35 m = 7,0 mg O_2 /l = 58 %), während in reichlich 1 m Abstand über dem Seeboden an der tiefsten Stelle der Sauerstoff bis auf geringe Spuren (0,4 mg/l) aufgezehrt war, obwohl wir annehmen müssen, daß beim Zufrieren des Sees um die Jahreswende 1948/49 auch über Grund das Sauerstoffdefizit nahezu aufgefüllt war. Diese starke Sauerstoffabnahme in den tiefsten Schichten kann auch unter Eis wiederholt durch den Zufluß teilweise aufgefüllt werden und wieder absinken, so daß die Sauerstoffkurven trotz des Abschlusses der Seeoberfläche vom Austausch mit der Atmosphäre und von der Einwirkung des Windes im Laufe des Winters stark variieren können. Der für Ende Januar geschilderte Typus der vertikalen Sauerstoffkurve scheint aber die Regel zu sein.

Da auch in den anderen Jahreszeiten der Sauerstoffhaushalt durch die Einschichtung des meist nahezu O_2 -gesättigten Zuflußwassers sowie durch den oberflächlichen Abfluß in schwer zu berechnender Weise modifiziert wird, läßt sich aus dem hypolimnischen Sauerstoffdefizit in den Stagnationsperioden nicht der absolute Zehrungsbetrag des Sees berechnen, wie dies seit THIENEMANN (1928) in der Limnologie häufig geschieht. Immerhin seien einige Zahlen aus dem besonders intensiv untersuchten Jahr 1948/49 angeführt:

In den oberen 10 m des Titisees stieg der Gesamtsauerstoffgehalt von Anfang September bis Anfang November 1948 von 77 700 auf 86 000 kg O_2 und stieg unter Eis bis Mitte März 1949 weiter auf 98 600 kg. Schon Ende April war die gelöste Sauerstoffmenge in dieser Schicht wieder auf 89 200 kg gesunken und erreichte Ende September 1949 ihr Minimum mit 76 800 kg. Die vom Frühjahr bis Herbst aus den oberen 10 m verschwundenen 21 800 kg O_2 sind jedoch nicht an die Atmosphäre abgegeben worden, sondern bei der Zersetzung der organischen Substanz im See selbst verbraucht worden. Da 1949 die Sauerstoffsättigung an der Oberfläche mit Ausnahme des September stets unter 100 % lag, ist im Gegenteil während des ganzen Frühjahrs und Sommers noch zusätzlich Sauerstoff aus der Atmosphäre aufgenommen und außerdem durch die Assimilation weiterer Sauerstoff freigesetzt worden. Der tatsächliche Sauerstoffverbrauch des Sees zum Abbau seiner organischen Substanz in den oberen 10 m ist also erheblich größer gewesen, als die Differenz zwischen maximalem und minimalem O_2 -Gehalt vermuten läßt. Nähere Angaben sind erst möglich, wenn die laufenden Untersuchungen über die Assimilationsintensität sowie über den Abbau der organischen Substanzen weiter fortgeschritten sind.

Im Hypolimnion (10 m bis Grund) nahm die gesamte Sauerstoffmenge von Anfang September bis Ende November von 101 400 auf 114 000 kg zu, doch hatte die Vollzirkulation am 30. 11. 1948 nur die Schichten bis 25 m Tiefe voll und die tieferen Schichten bis 35 m nur teilweise erfaßt, während das Sauerstoffdefizit der bodennahen Schichten zu dieser Zeit noch nicht aufgefüllt war. Unter Eis schwankten die unterhalb von 10 m Tiefe gelösten Sauerstoffmengen zwischen 100 000 bis 114 000 kg und erreichten im Frühjahr 1949 (Ende April) ihr Maximum mit 124 200 kg. Im Sommer nahm die im Hypolimnion gelöste O_2 -Menge ständig ab. Das Minimum wurde Ende September mit 92 300 kg gefunden.

Der gesamte Sauerstoffgehalt des Titisees schwankte 1949 zwischen 213 420 kg im April und 169 100 kg Ende September. Auch hier gilt, daß diese Differenz nicht den gesamten O_2 -Umsatz des Sees darstellt, sondern nur ein Minimalwert ist. Berechnen wir aus dem Unterschied des Sauerstoffgehaltes am Anfang und Ende der Sommerstagnation die durchschnittliche Zehrung bzw. O_2 -Abnahme pro m^2 und Tag, so erhalten wir, und zwar ebenfalls als Minimalwerte, für die Schicht zwischen 10 m Tiefe und Bodengrund 318 mg. Dies ist etwa die Hälfte des entsprechenden Wertes für den Bodensee-Obersee, der bisher in der limnologischen Literatur wegen seines hohen hypolimnischen Sauerstoffgehaltes als Typus der oligotrophen Seen bekannt war, während der Titisee entsprechend seiner Sauerstoffkurve und Tiefenfauna als „mesotroph“ galt, also eine Zwischenstellung zwischen dem oligo- und eutrophen Seetyp einnehmen sollte. Auf einige Konsequenzen für die Seetypenlehre aus diesen Befunden ist bereits an anderer Stelle (ELSTER 1955, 1958, 1961) hingewiesen worden.

Die durchschnittliche O_2 -Abnahme pro m^2 und Tag schwankt übrigens im Titisee in den einzelnen Jahren beträchtlich. Die bisher gefundenen Werte liegen zwischen 250 und 450 mg.

Die Zugehörigkeit des Titisees zum mesohumosen bzw. mäßig dystrophen Seetyp erkennt man, wenn man die Intensität der O_2 -Abnahme in verschiedenen Tiefen mit den entsprechenden Verhältnissen des Bodensee-Obersees vergleicht (Abb. 5): Im Obersee rufen die absinkenden, überwiegend planktonogenen organischen Partikel ein O_2 -Zehrungsmaximum in 20 m Tiefe, d. h. im hier tiefer liegenden Metalimnion, hervor. Darunter sinkt die Zehrungsintensität mit steigender Tiefe bis zu einem Minimum in ca. 100 m und steigt mit der Größe des Bodenfaktors, bzw. durch den Einfluß der Zehrung vom Boden her, in größeren Tiefen wieder etwas an. Diese Vertikalkurve der Zehrungsintensität ist im Bodensee nicht wesentlich durch den Bodenfaktor geprägt, da dieser sein Minimum schon zwischen 50 und 100 m mit $72,3 \text{ cm}^2$ Bodenfläche pro m^3 Wasservolumen hat und sein Maximum zwischen 200 bis 253 m mit $333 \text{ cm}^2/m^3$ erreicht. Im Titisee liegt das Minimum des Bodenfaktors mit $220 \text{ cm}^2/m^3$ zwischen 10 bis 15 m, und das Maximum zwischen 35 bis 39,5 m erreicht als Durchschnittswert dieser Schicht 4 160

cm^3/m^3 und steigt natürlich um so rapider, je dünner wir die Berechnungsschicht über Grund wählen. Dennoch folgt die vertikale Zehrungskurve des Titisees weder dem Verlauf des Bodenfaktors noch dem Bodensee-Obersee-Typus: Es fehlt im Titisee das Zehrungsmaximum im unteren Metalimnion oder ist ganz unauffällig. Die Menge der aus der trophogenen Zone herabrieselnden planktogenen organischen Partikel ist also relativ unbedeutend. Dagegen ist die Zehrung im ganzen hypolimnischen Bereich von 5 bzw. 10 bis ca. 25 m relativ gleichmäßig und hoch, und erst unterhalb 25 m macht sich der kräftige Anstieg des Bodenfaktors und damit der O_2 -Zehrung des Bodens auch in erhöhter O_2 -Zehrungsintensität in den entsprechenden Wasserschichten bemerkbar. Dies deutet darauf hin, daß in der Hauptsache zwei Faktoren für die Sauerstoffzehrung im Titisee verantwortlich sind: Die Zersetzung der gelösten oder suspendierten und ausflockenden „Humusstoffe“ (bzw. Gelbstoffe) und die Abbauprozesse im humosen Titisee-Sediment, während die planktogene Eigenproduktion organischer Stoffe, die im Bodensee-Obersee wie allgemein in den Klarwasserseen die Hauptmenge der O_2 -zehrenden Stoffe liefert, hier von untergeordneter Bedeutung ist.

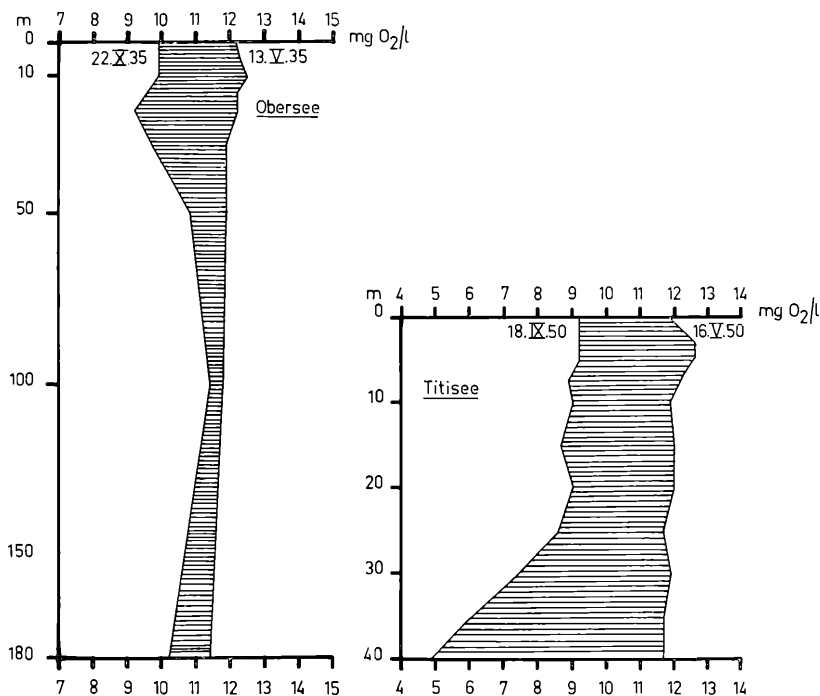
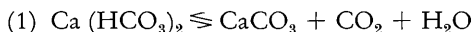
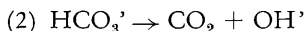


Abb. 5. Abnahme des Sauerstoffgehaltes während der Sommerstagnation (schraffiert) im Bodensee-Obersee und Titisee

Der Kohlensäurehaushalt der Seen ist in vieler Hinsicht der Antagonist des Sauerstoffhaushaltes. Für die organische Urproduktion ist das CO_2 der wichtigste „Rohstoff“, von dem in nicht allzu weichen Gewässern eine bedeutende Reserve in den gelösten Erdalkali-Karbonaten und -Bikarbonaten zur Verfügung steht. Die assimilierenden Pflanzen greifen in das Gleichgewicht



entweder durch die Aufnahme von gelöstem freiem CO_2 oder durch Spaltung von Bikarbonat-Ionen



ein, erhöhen dadurch den pH-Wert in der trophogenen Zone, schwächer durch den Entzug des Kohlendioxyds, stärker durch die Produktion von OH' -Ionen, und fällen bei stärkerem CO_2 -Entzug und dadurch bedingtem Verlauf der Reaktion (1) von links nach rechts das schwerer lösliche CaCO_3 im Litoral (Uferbereich) als graue Kruste auf den Blattoberseiten der Uferpflanzen, im freien Wasser als kleine Kriställchen aus (biogene Entkalkung). Dadurch weist in den meisten Seen mit stärkerer Eigenproduktion die trophogene Zone ein etwas geringeres Säurebindungsvermögen (SBV) bzw. eine etwas erniedrigte Karbonathärte (KH) auf, während in der Tiefe das ausgefällte und abgesunkene Kalziummonokarbonat durch den bei der Zersetzung der organischen Substanz frei gewordenen CO_2 -Überschuß wieder in Bikarbonat zurückverwandelt und gelöst wird.

Je „härter“ das Wasser, um so mehr „Gleichgewichts- CO_2 “ gehört zur Aufrechterhaltung des Gleichgewichtes (1), und da sich bei einem normalen Partialdruck von 0,0003 Atm. bei 0°C nur 1,02, bei 20°C nur 0,52 mg CO_2/l in reinem Wasser lösen, so gibt ein See CO_2 an die Atmosphäre ab, wenn die Menge der Gleichgewichts- CO_2 größer ist als das Lösungsgleichgewicht der Seeoberfläche mit der darüber lagernden Atmosphäre, wodurch das Gleichgewicht (1) gestört und ständig neues Bikarbonat in Monokarbonat und Kohlendioxyd gespalten wird, so daß die ständige CO_2 -Abgabe des Sees durch die Oberfläche gewissermaßen zu einer „Konkurrenz“ für die Assimilation wird und unabhängig von ihr den pH-Wert in Oberflächennähe etwas anheben kann (physikalisch-chemische Enthärtung).

Im Titisee und allgemein in unseren Hochschwarzwaldseen liegen die Voraussetzungen für den CO_2 -Haushalt von Natur aus wesentlich anders als im geschilderten Normalfall: Die aus dem SBV berechnete KH liegt in unseren Hochschwarzwaldseen bei etwa 0,5 DH° (Deutsche Härtegrade), und da etwa 13 mg $\text{CaCO}_3 = 0,72 \text{ DH}^\circ$ in CO_2 -freiem Wasser löslich sind, bedarf es für so weiche Gewässer keiner Gleichgewichts- CO_2 . Es ist also weder biogene noch physikalische Enthärtung zu erwarten, doch fehlen auch die chemisch gebundenen CO_2 -Reserven in Form der Bikarbonate. Wo

freies CO_2 entsteht und sich in gelöster Form ansammelt, vermag es Monokarbonate in Bikarbonate zu überführen und zu lösen: Das Wasser wird „aggressiv“

Als CO_2 -Quellen kommen in unseren Seen vor allem in Frage:

1. Die nur sehr unergiebige CO_2 -Absorption aus der Atmosphäre an der Seeoberfläche, die zur Versorgung der gesamten trophogenen Schicht schon wegen des nach der Tiefe zu schnell geringer werdenden Austausches nicht ausreicht;
2. die CO_2 -Zufuhr durch den Zufluß und
3. die autochthone CO_2 -Produktion durch die Zersetzung der organischen Substanz.

Der Grundtypus der vertikalen KH-Schichtung im Titisee weicht von dem aus anderen Seen mit härterem Wasser gewohnten Bild beträchtlich ab (Abb. 3): Wir finden im Epi- und Metalimnion meist ein relatives Maximum, darunter fallen im oberen Teil des Hypolimnions die Werte zu einem meist zwischen 20 bis 30 m liegenden Minimum ab, um dann zum Boden hin wieder anzusteigen. Das obere Maximum kann im Verlauf des Sommers sogar steigende Tendenz aufweisen, ist also von der Assimilation unabhängig, zeigt aber deutliche Beziehungen zu den Härtewerten des Zuflußwassers und erwies sich bei genaueren Analysen in seiner absoluten Konzentration und Tiefenlage als abhängig vom Hauptzufluß, dem Seebach, der meist deutlich härteres Wasser führt als der Titisee und den eventuellen biogenen Einfluß in der trophogenen Zone völlig verdeckt.

Die Abnahme der Härtewerte im oberen Hypolimnion ist ein Zeichen des mit wachsender Tiefe geringer werdenden Austausches bzw. geringerer Zufuhren von der Einschichtungstiefe des Zuflusses her, und der Anstieg über Grund rührt von der CO_2 - und HCO_3^- -Emission des Bodens infolge der sich in ihm abspielenden Abbauvorgänge her. Das KH-Minimum im Hypolimnion liegt also an der Stelle des geringsten Nachschubes von beiden „Nährschichten“, doch zeigte die nähere Prüfung, daß dieser Nachschub auch hier, wenn auch relativ schwach, so doch fast stets vorhanden ist. Trotzdem wird das Minimum weder vom Boden her noch vom Zufluß aufgefüllt, und da in diesen Tiefen keine nennenswerte Assimilation mehr stattfindet und der See im Durchschnitt eine geringere Härte aufweist als der Zufluß, so muß ein von der Assimilation unabhängiger Enthärtungsvorgang im See stattfinden. Da gleichzeitig, wie später mitgeteilt wird, das Zuflußwasser im Titisee etwas entfärbt wird, liegt die Vermutung nahe, daß es sich in beiden Fällen, bei der Enthärtung und bei der Entfärbung, um eine Ausfällung von Kalziumhumaten handelt.

Die absoluten Differenzen auf dem einzelnen Vertikalprofil sind selbst auf dem Höhepunkt der Sommerstagnation meist sehr gering: So betrug das Oberflächenmaximum am 26. 9. 1949 = 0,62 DH° , das Minimum in

10 bis 20 m Tiefe = 0,52, das Tiefenmaximum nur 0,55, während im Einfluß 0,74 DH° gemessen wurden. In anderen Fällen erreichte das Tiefenmaximum die Oberflächenwerte oder überschritt sie sogar etwas. Doch scheint im Sommer und Herbst ein steilerer Anstieg im Titisee auf den Bereich der Mikroschichtung beschränkt zu sein.

Viel ausgeprägter können dagegen die Winterkurven unter Eis sein: Die Härtewerte steigen dann oft in wenigen Wochen in den Tiefenschichten bedeutend an, so von Anfang bis Ende Januar 1949 auf 1,43 DH°, so daß dann die etwa gleichbleibenden Oberflächenwerte unter der Eisedecke das Minimum auf dem Vertikalprofil darstellen. Auch eine solche unter Eis schnell eintretende Schichtung kann durch Zufluß- und Schmelzwasser vorübergehend „verdünnt“ und modifiziert werden, strebt aber immer wieder dem für Ende Januar 1949 geschilderten Schichtungsbild zu, sobald die Störung von außen aufhört oder nachläßt.

Das freie gelöste CO₂ hat sein Konzentrationsminimum mit meist etwa ≤ 2 mg CO₂/l stets in der trophogenen Schicht und wird hier in den verschiedenen Jahren offenbar in wechselndem Ausmaß verbraucht, worauf auch die pH-Verhältnisse hindeuten. Eine völlige Erschöpfung wurde niemals beobachtet. In der Sprungschicht steigen auch die CO₂-Werte stets deutlich an, meist auf etwa ≥ 5 mg/l, und im Hypolimnion setzte mit zunehmender Tiefe auf dem Vertikalprofil ein zunächst schwacher, gegen den Seeboden zu ein etwas steilerer Anstieg ein. Der Höchstwert wurde am 4. 9. 1952 ca. 0,5 m über der tiefsten Stelle mit 22,3 mg CO₂/l gefunden. Die tiefer greifenden Teil- und Vollzirkulationen füllen auch den CO₂-Gehalt der trophogenen Zone wieder auf etwa 5 mg/l oder noch etwas mehr auf.

Der pH-Wert des Titisees (Abb. 6) lag in den Vollzirkulationsperioden meist einheitlich im ganzen See zwischen 6,0 bis 6,2. Unter Eis wurde am 19. 3. 1949 der niedrigste Wert = 5,80 dicht unter der Eisedecke gefunden, ein weiterer Hinweis, daß das hier gleichzeitig gefundene Härteminimum nicht durch Assimilation, sondern durch Schmelzwasser bedingt war.

Nach dem Einsetzen der Sommerstagnation steigen die pH-Werte in der trophogenen Zone bald auf 6,5 und in manchen Jahren sogar auf über 7, wobei das Maximum oft nicht unmittelbar an der Oberfläche, sondern in 2 bis 3 m Tiefe lag, sofern diese Schichten durch ihre Temperaturen gewissermaßen „selbständig“ waren. Während in Seen mit nicht zu geringer Eigenproduktion die Schichtung der pH-Werte ein guter Indikator für die Lage der Kompensationsebene sein kann, sofern die trophogene Zone nicht völlig durchmischt ist oder der Austausch über die Kompensationstiefe hinausgeht, wird im Titisee das Bild durch den Zufluß getrübt, der meist ebenfalls pH-Sommerwerte um 6,5 aufweist und sich im Sommer oft in den unteren Bereich der trophogenen Zone einschichtet und deren untere Grenze in bezug

auf die pH-Werte etwas verwischt. Die pH-Werte in 5 bis 10 m Tiefe zeigen eine deutliche Abhängigkeit vom Zuflußwasser. Unterhalb 15 m zeigte sich in allen Untersuchungsjahren eine leicht fallende Tendenz der pH-Werte im Verlauf der Sommerstagnation als Folge zunehmender CO_2 -Anreicherung. Das Herbstminimum der Tiefenschichten lag in der Untersuchungsperiode 1948–1953 bei 5,85 bis 5,95.

Es ergibt sich also für den CO_2 -Haushalt des Titisees folgendes zusammenfassende Bild: Im Epilimnion bzw. in der trophogenen Zone wird der CO_2 -Vorrat im Sommer zwar weitgehend ausgenutzt, doch findet offenbar nur in geringem Ausmaß eine Spaltung von Bikarbonat-Ionen statt, da eine nennenswerte Produktion von OH' die pH-Werte stärker erhöht hätte. Die allgemeine Nährstoffarmut des Sees bremst vermutlich die Assimilationsintensität, so daß der ständige CO_2 -Nachschub durch die Zersetzungsprozesse innerhalb der trophogenen Zone, durch Austausch mit dem Metalimnion und evtl. durch Zufuhr aus der Atmosphäre ausreichend war. Daß die CO_2 -Absorption aus der Atmosphäre, welche eine etwa vorhandene OH' -Produktion

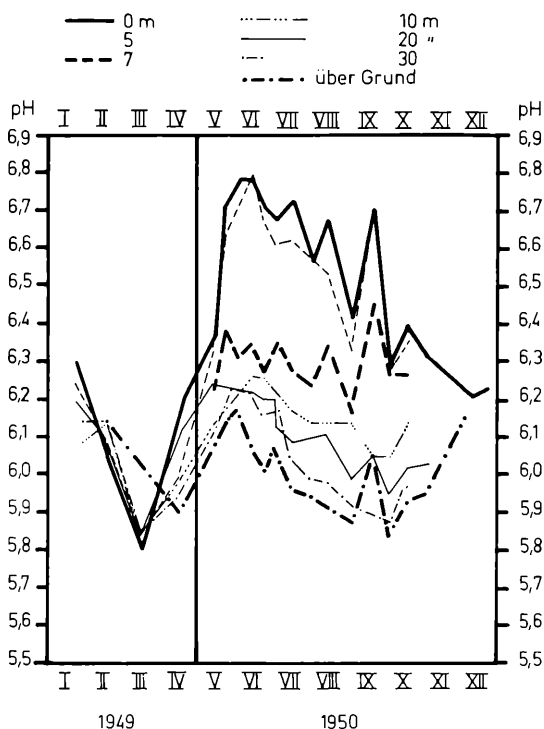


Abb. 6. Jahreszeitlicher Gang der pH-Werte in verschiedenen Tiefen des Titisees

neutralisieren könnte, keine wesentliche Rolle spielt, zeigt sich auch darin, daß im oberen Metalimnion, in welchem diese Zufuhr von obenher unbedeutend sein müßte, kein starkes pH-Maximum auftritt. Auch hier finden sich also keine größeren OH'-Mengen. Die Zersetzung der organischen Substanz scheint sowohl im Zufluß als auch vor allem im See die Hauptquelle des CO₂ zu sein. Offen bleibt die Frage, inwieweit die geringen CO₂-Konzentrationen und -zufuhren die autochthone Urproduktion organischer Substanz im See bremsen und begrenzen.

In den letzten Jahren scheint sich eine Änderung des Titiseestoffwechsels im Sinne einer Eutrophierung anzubahnen, sei es durch eine intensivere Düngung der oberhalb gelegenen Wiesen oder durch den intensiven Campingbetrieb und durch die sonstige Belebung des allgemeinen Fremdenverkehrs, der dem See aus den Hotels in seinem Einzugsgebiet auch Abwässer und damit Nährstoffe zuführt. Neue Phytoplanktonarten, besonders *Chroococcus limneticus*, treten zum Teil in größeren und beherrschenden Mengen auf, und auch die pH-Werte steigen im Sommer etwas höher als vor zehn Jahren. Da aber Stoffwechsel und Biologie der Binnenseen häufig über mehrere Jahre andauernde Fluktuationen zeigen können, bleibt zunächst noch abzuwarten, ob diese Tendenz zur Eutrophierung sich weiterhin fortsetzt.

Die Eigenfarbe des Wassers ist ein wichtiges Charakteristikum der „Humosität“ bzw. der Dystrophie eines Gewässers. Sie wird üblicherweise gemessen mit K₂PtCo₆ und in mg Pt/l angegeben. Wir haben in Falkau, da anfangs Platinsalze nicht zur Verfügung standen, in Anlehnung an einen Vorschlag von W. OHLE die Farbe durch Vergleich mit Methylorange gemessen und in 1/100 mg Methylorange/l = 1 Ohle° angegeben. Diese Methode gestattet außerdem, durch Zusatz von Kupfersulfat die Vergleichslösung der natürlichen Eigenfarbe noch mehr anzugleichen und damit den Farbwert nicht nur quantitativ, sondern auch qualitativ zu bestimmen (ELSTER 1952). 1 Ohle° entspricht 2,33 mg Pt/l. In dieser Ohleskala sind Seen mit Farbwerten des Oberflächenwassers unter 6 = oligohumos, mit 6 bis 17 = meso- und über 17 = polyhumos (ABERG & RODHE 1942).

Der Titisee hat während der Vollzirkulationsperioden, ebenso wie der Seebach bei seiner Mündung in den See, Farbwerte, die um 10 Ohle° herum schwanken. Der Titisee gehört also zu den mesohumosen bzw. mäßig dystrophen Seen.

Nach Beginn der Sommerstagnation sinken die Farbwerte im Epilimnion anfangs ziemlich steil, dann langsamer ab, oft auf knapp die Hälfte der Vollzirkulationswerte, wie z. B. 1949 von 11,6 am 22. 4. auf 5,2 am 26. 9. Diese Entfärbung ist keineswegs direkt vom Zufluß bedingt, da dessen Farbe fast stets über den epilimnischen Werten liegt — von den Vollzirkulationsperioden abgesehen —, sondern Ausflockung, Sedimentierung und Zersetzung der organischen Farbträger sind hier im Spiel. Bereits ABERG und RODHE (1942) stellten in Versuchen fest, daß die Humusstoffe bzw. Gelbstoffe

durch Lichteinwirkung beschleunigt abgebaut würden, und außerdem wird die Entfärbung von der Temperatur beeinflusst. Alle diese Faktoren bewirken zusammen, daß die Eigenfarbe des Titiseewassers in den warmen durchlichteten Oberschichten schneller „ausbleicht“ als im Winter unter Eis oder in den tieferen Schichten.

Hinzu kommt, daß das Metalimnion vom stärker gefärbten Zufluß mehr beeinflusst wird, so daß sich hier häufig ein Farbanstieg oder ein Zwischenmaximum auf den Vertikalprofilen findet. Unterhalb eines solchen metalimnischen Zwischenmaximums fällt dann auf dem Vertikalprofil die Farbintensität zu einem Minimum ab, das zugleich ein Minimum der Zufuhr von Farbstoffträgern, sowohl von oben her durch den Zufluß als auch von den tieferen Schichten her, kennzeichnet.

In den bodennahen Schichten und vor allem in der größten Seetiefe steigen die Farbwerte schon kurz nach dem Einsetzen der Stagnation im Sommer wie im Winter steil an und zeigen schließlich eine ausgeprägte Mikroschichtung. Die Farbschichtung im Titisee ist einer der empfindlichsten Indikatoren für die begonnene Stagnationsperiode! Die Mikroschichtung über dem Bodengrund ist äußerst scharf: So betrug die Eigenfarbe des Wassers am 16. 11. 1949 in 38,5 m = 20, in 38,8 m = 64 Ohle° und am 19. 3. 1949 in 37,8 m = 41, in 37,9 m = 70 Ohle°. Am 3. 7. 1954 schöpften wir mit einem Spezialschöpfer an der tiefsten Stelle in 10 cm Abständen vom Seeboden aufwärts simultan, ohne die Schichtung zu stören: In 26 cm über dem Seeboden betrug der Farbwert 47, in 16 cm Abstand vom Boden ca. 450, und in 6 cm Bodenabstand waren bereits so viel Sedimentflocken enthalten, daß die Farbe nicht mehr bestimmt werden konnte. Die Farbträger lassen sich durch Filtrieren teilweise zurückhalten.

Ganz offenbar rührt diese außerordentlich starke Farbschichtung über dem Seeboden vom Sediment her und wird durch Sauerstoffmangel und Abgabe von Ferro- und Manganverbindungen aus dem Boden begünstigt. Ein näherer Vergleich zeigt jedoch, daß keine eindeutigen Beziehungen zwischen all diesen Faktoren vorliegen und daß selbst bei relativ hohen Sauerstoffwerten bereits kräftige Farbanstiege über Grund auftreten können. Offenbar wirken die organischen Stoffe im Sediment als starke Reduzenten, und gefärbte Reduktionsprodukte gelangen in gelöster oder kolloidaler Form in die bodennahen Wasserschichten, wo sie zum Teil wieder ausgefällt werden, zum Teil als Eisenhumate. Weitere Untersuchungen sind notwendig, da diese Mikroschichtung die Lebensbedingungen der Bodenfauna entscheidend beeinflusst und die Farbwerte gute Indikatoren sind.

Zu Beginn der Vollzirkulation werden diese aus dem Sediment stammenden Farbstoffe im ganzen See verteilt und rufen dadurch im Epilimnion Farbmaxima im Jahreszyklus hervor. Der anfängliche schnelle Abfall der Eigenfarbe im Epilimnion beruht zum Teil auf der Oxydation und Ausfällung dieser aus dem Hypolimnion stammenden Farbträger, deren Identität

mit den vom Zufluß zugeführten färbenden Substanzen fraglich ist. Sowohl im Herbst als auch im Winter unter Eis kann der Zufluß die Farbschichtung über Grund „verdünnen“ oder vorübergehend beseitigen.

Die Eigenfarbe kann also nur mit gewissen Einschränkungen als Maß der humosen bzw. aus Mooren stammenden organischen Stoffe im Wasser dienen, da besonders im Tiefenwasser unterschiedlich färbende Substanzen neben farblosen organischen Stoffen auftreten können.

Der Kaliumpermanganatverbrauch einer Wasserprobe beim Kochen in saurem oder (wie in unseren Bestimmungen) stark alkalischem Medium gilt in der Praxis als Maß der oxydierbaren, d. h. vor allem der organischen Stoffe. Auch hier sind von vornherein viele Einschränkungen nötig, da die verschiedenen organischen Stoffe verschieden leicht und weit durch KMnO_4 oxydiert und zersetzt werden. Faßt man alle unsere Oberflächenwerte aus den Hochschwarzwaldseen zusammen, so entsprechen zwar im Durchschnitt höheren Farbwerten auch höhere Oxydationszahlen, aber die Streuung der Einzelwerte ist sehr groß und die Farb- und Oxydationskurven zeigen auf demselben Vertikalprofil oft erhebliche Unterschiede ihres Verlaufes. Im Titisee liegt der Durchschnitt aller gemessenen Oberflächenwerte bei einem KMnO_4 -Verbrauch von 15,4 mg/l und einem Farbwert von 8,1, der Quotient beträgt also 1,91 und ist damit kleiner als das entsprechende Verhältnis in den dystrophen schwedischen und nordamerikanischen Seen. Im Hochschwarzwald haben die klarsten Seen mit der geringsten Eigenfarbe das höchste, die am stärksten braun gefärbten Seen das niedrigste KMnO_4 -: Farbwert-Verhältnis. Dies deutet darauf hin, daß die stärker färbenden Substanzen weniger intensiv am KMnO_4 -Verbrauch beteiligt sind als die schwach oder nicht gefärbten organischen Stoffe in unseren Seen.

Den gleichen Hinweis geben die Vertikalkurven: Die Oxydierbarkeit steigt zwar auch in den bodennahen Wasserschichten, aber relativ viel geringer als die Farbwerte und ohne festes Verhältnis zu diesen. Die Hauptmenge der durch KMnO_4 oxydierbaren Stoffe besteht also nicht aus den vom Sediment in das Wasser gelangenden Farbstoffträgern, sondern wird von den schwach gefärbten oder farblosen und wohl überwiegend planktonogenen organischen Stoffen gestellt. Das im Vergleich zu anderen gut untersuchten dystrophen Seengebieten relativ geringe KMnO_4 -: Farbwert-Verhältnis in unseren Seen ist daher als ein Zeichen sowohl ihrer relativen Reinheit als auch ihrer Planktonarmut zu deuten.

Der Silikathaushalt wird durch den hohen SiO_2 -Verbrauch, vor allem der Diatomeen, stark biogen beeinflusst, so daß die SiO_2 -Schichtungskurve zu einem sehr empfindlichen Indikator wird. Es ist ferner anzunehmen, daß die Auflösung der Si-Panzer abgestorbener Organismen während des Absinkens nur langsam vor sich geht, der „intrabiocoenotische“ Stoffwechsel des Siliciums also im Gegensatz z. B. zum Phosphor relativ schwach ist, so daß die Messung der SiO_2 -Zehrung in der trophogenen Zone

einen Anhaltspunkt für die Produktion SiO_2 -verbrauchender Organismen gibt.

Diese produktionsbiologischen Beziehungen werden jedoch gestört oder überdeckt durch die Einwirkung der Zuflüsse, durch abiogene Silikatfällungen, durch Auflösung von Silikaten aus dem Sediment und schließlich durch das bei den Diatomeen stark wechselnde Verhältnis SiO_2 : Gesamtgewicht.

Im Titisee waren am Ende der Frühjahrszirkulation Ende April 1949 in allen Tiefen ca. $2\,500\text{ mg Si/m}^3$ gelöst bzw. in einer reaktionsfähigen Form suspendiert. Die niedrigste im Seebach gemessene Konzentration betrug bei starker Wasserführung Ende Mai 1949 = $1\,750\text{ mg/m}^3$, doch lagen die Sommerwerte des Zuflusses bei allerdings geringer Wasserführung über $3\,000\text{ mg/m}^3$ und stiegen zeitweise auf $3\,500$. Da sich der Zufluß vorwiegend in das obere Metalimnion einschichtete, kommt mindestens ein Teil dieser Si-Zufuhr der trophogenen Zone zugute. Trotzdem sanken die epilimnischen Si-Werte von Mitte April bis Mitte Juli, also in der Diatomeenhauptzeit, rapide auf $1\,100\text{ mg/m}^3$ und blieben dann nahezu konstant, offenbar, weil nun der Zufluß den schwächeren Si-Verbrauch annähernd kompensieren konnte.

Unterhalb 5 m Tiefe stiegen zwar die Si-Werte auf den einzelnen Vertikalprofilen während des Sommers bis 10 m stärker, dann nach der Tiefe zu schwächer und erst dicht über Grund wieder etwas steiler an (Abb. 3), aber die absoluten Konzentrationen nahmen in allen Tiefen im Laufe des Sommers ab, nur über Grund blieb die Frühjahrskonzentration erhalten oder die Werte stiegen sogar noch etwas an. Zu Beginn der Herbstvollzirkulation herrschte im Vergleich zum Frühjahr im Titisee ein deutliches Siliciumdefizit.

Auch im Winter 1948/49 unter Eis zeigten die SiO_2 -Werte in allen Tiefen abnehmende Tendenz, vermutlich vorwiegend infolge vorübergehender Zufuhr silikatarmer Schmelzwassers und durch Ausfällungen.

In seinen Hauptzügen wiederholte sich dieser Zyklus auch in den folgenden Jahren: In der trophogenen Zone schwankten die Werte zwischen $2\,100$ und $1\,200\text{ mg/m}^3$, das Maximum über Grund im Herbst betrug $3\,650\text{ mg}$, der Zufluß erreichte im Hochsommer bis zu $4\,000\text{ mg/m}^3$.

Die Silikatkonzentration des Titisees ist erheblich höher als die des Bodensee-Obersees, dessen Si-Konzentration im Sommer 1936 im Epilimnion von $1\,500$ auf 425 mg/m^3 fiel, im Hypolimnion aber nur zwischen $1\,500$ und $1\,900\text{ mg}$ variierte (ELSTER & EINSELE 1937), während der „eutrophere“ Untersee mit seiner hypolimnischen Si-Amplitude von $1\,100$ bis $7\,000\text{ mg Si/m}^3$ (ELSTER & EINSELE 1938) den Titisee bedeutend übertraf.

Eine rohe Schätzung der Si-Zehrung im Titisee ergibt folgendes: Vom 23. 5. bis 26. 9. 1949 hat die Si-Konzentration in 0 bis 10 m im Durchschnitt um 800 mg/m^3 , im ganzen Epilimnion (hier von 0 bis 10 m gerechnet) um $6\,690\text{ kg}$ oder um $6\,080\text{ mg/m}^2$ Seefläche abgenommen. Der Seebach hat in dieser Zeit ständig silikatreiches Wasser — im ganzen ca. 2 Millionen m^3 —

in den See gebracht und dafür silikatärmeres Wasser aus dem Epilimnion in den Abfluß gedrängt. Der „Importüberschuß“ kann also berechnet werden aus der Si-Differenz (Konzentration Seebach minus Titisee-Epilimnion) = ca. 1500 mg/m^3 multipliziert mit der Wassermenge des Seebaches = $1934000 \text{ m}^3 = 2900 \text{ kg Si} = \text{ca. } 2637 \text{ mg Si pro m}^2 \text{ Seefläche}$. Addieren wir diesen Wert zu der Si-Abnahme im Epilimnion, so erhalten wir eine Gesamtzehrung in den oberen 10 m von ca. $9600 \text{ kg Si} = 8700 \text{ mg Si/m}^2$.

Zum Vergleich sei angeführt, daß für den Bodensee-Obersee vom Ende der Winterzirkulation bis zum 17. August 1937 unter Berücksichtigung der Zufuhren durch den Rhein in 0 bis 50 m Tiefe eine Si-Gesamtzehrung von 21900 mg Si/m^2 Seefläche berechnet wurde (ELSTER 1939), also mehr als das 2,5fache des Titiseewertes.

Stickstoff und Phosphor standen seit der Begründung des Seetypensystems im Verdacht, die begrenzenden „Minimumstoffe“ im Produktionsprozeß der Binnenseen und damit die entscheidenden Faktoren für die Einordnung eines Sees auf der Skala oligo-eutroph zu sein.

In sauren dystrophen Seen ist außerdem die Nitrifikation gehemmt, und das Verhältnis Nitrat : Ammonium gewinnt ein prinzipielles Interesse.

Betrachten wir zunächst die anorganischen Stickstoffverbindungen im Titisee — die gelösten organischen N-Verbindungen werden von anderer Seite untersucht.

Der Seebach brachte vor allem Nitrate in Konzentrationen von 50 bis $800 \text{ mg N (NO}_3\text{)/m}^3$ in den See, wobei die Minima jeweils im September bzw. Frühherbst gefunden wurden. Die höchsten gemessenen Nitritmengen lagen bei $3 \text{ mg N (NO}_2\text{)/m}^3$, und Ammonium war meist nur wenig über der Nachweisbarkeitsgrenze (= ca. $20 \text{ mg N [NH}_4\text{)]/m}^3$) vorhanden und erreichte nur im November gelegentlich Werte über 100 mg, einmal sogar $500 \text{ mg N (NH}_4\text{)/m}^3$, vermutlich infolge intensiver Düngung der oberhalb gelegenen Wiesen.

Im See selbst lagen die Nitratwerte nach der Frühjahrszirkulation am 23. 5. 1949 noch zwischen 250 mg im Epilimnion und 280 mg im Hypolimnion, die Nitritkonzentrationen blieben unter 1 mg/m^3 , und die Ammoniumwerte lagen nur dicht über Grund deutlich über der Nachweisbarkeitsgrenze ($39,2 \text{ m} = 90 \text{ mg N [NH}_4\text{)]/m}^3$), sonst aber unter 20 mg.

Im Laufe der Sommerstagnation fielen die epilimnischen Nitratwerte bis Mitte Juli auf 10, bis Ende September auf 90 mg. Schon in 7,5 m erreichte dieser Abfall im Herbst nur 160 mg, und in 10 bis 20 m Tiefe war Ende September mit 315 mg/m^3 sogar etwas mehr als im Mai vorhanden. Im Sauerstoffmangelgebiet über Grund hielten sich trotz fallender O_2 -Werte den ganzen Sommer über 200 bis $220 \text{ mg N (NO}_3\text{)/m}^3$, wenn auch auf allen Vertikalprofilen über Grund weniger Nitrat vorhanden war als zwischen 10 bis 30 m, in welchen Tiefen die Nitratvertikalkurven ihr Maximum hatten, offenbar, weil im Epilimnion Assimilation und Denitrifikation, über

dem Bodengrund die durch den Sauerstoffmangel und durch den Reichtum an organischen Stoffen geförderte Denitrifikation Nitrat verbrauchten, während in den mittleren Schichten die Nitratvorräte relativ wenig angegriffen und durch den Zufluß und durch die Nitrifikation sogar erhöht wurden (Abb. 3).

Die Herbstzirkulation und die hohen herbstlichen Zuflußwerte füllten dann das im Sommer entstandene Nitratdefizit auf etwa den Frühjahrswert wieder auf.

Als unter Eis die Sauerstoffwerte über Grund unter 1 mg O_2 /l sanken, verschwand auch das Nitrat in diesem extremen O_2 -Mangelgebiet.

Der gleiche Zyklus wiederholte sich in allen Untersuchungsjahren. Im Epilimnion wurden zu allen Jahreszeiten mindestens 80 bis 100 mg N (NO_3)/ m^3 gefunden — eine Erschöpfung der Nitratvorräte trat nie ein.

Nitrit trat zu keiner Zeit und in keiner Tiefe im Titisee in größerer Menge auf. Die Maximalwerte wurden über Grund im O_2 -Mangelbereich gefunden, blieben aber auch hier unter 10 mg N (NO_2)/ m^3 . Geringe epilimnische Maxima auf den einzelnen Vertikalprofilen im Frühjahr und Sommer sind wahrscheinlich als Indikatoren erhöhter Denitrifikation zu deuten, erreichten jedoch nicht einmal 5 mg/ m^3 .

Die Ammoniumwerte stiegen vom Frühjahr bis Herbst im Epilimnion leicht an, was auf gesteigerten Abbau der organischen Substanzen bei sommerlicher Hemmung der epilimnischen Nitrifikationsprozesse zurückzuführen sein dürfte. Nitrit- und Ammoniumkurven zeigen auf den meisten Vertikalprofilen in den mittleren Seetiefen, also im oberen und mittleren Hypolimnion, im Gegensatz zu den Nitraten meist Minima — ein Zeichen relativ geringer Abbauintensität und überwiegender Nitrifikation. Nur im Sauerstoffmangelgebiet steigen die Ammoniummengen deutlich an, und zwar um so steiler, je tiefer die Sauerstoff- und Nitratwerte hier sinken. Im März 1949 wurde unter Eis über Grund das bisherige Ammoniummaximum im Titisee = 500 mg N (NH_4)/ m^3 gefunden. Diese Ammoniummengen dürften zum größten Teil aus dem Abbau organischer Stoffe im Sediment stammen.

Oberhalb der Bodenwasserschicht lagen zu allen Jahreszeiten und in allen übrigen Tiefen die Ammoniumwerte im Titisee meist unter 50 mg, und nur in Zeiten, in denen der Zufluß abnorm hohe Ammoniumkonzentrationen aufwies, wurden auch im Titisee vorübergehend höhere NH_4 -Werte gefunden, die aber bald durch Nitrifikation wieder verschwanden.

Überblicken wir die Jahreskurven der anorganischen N-Verbindungen, so ist es nicht wahrscheinlich, daß der anorganisch gebundene Stickstoff zum produktionsbegrenzenden Minimumfaktor im Titisee während der Untersuchungsjahre wurde. Wenn auch im Sommer der Nachschub nicht ausreichte, den biologischen Bedarf im Epilimnion zu kompensieren, so reichte er doch

aus, eine völlige Erschöpfung der Nitrate zu verhindern. Da wir aber andererseits wissen (z. B. RODHE 1948), daß die Nitratansprüche der verschiedenen Phytoplankter sehr stark differieren, so ist anzunehmen, daß die zeitweise relativ geringe verfügbare Stickstoffmenge im Titisee die qualitative Zusammensetzung der Phytoplanktongemeinschaft wesentlich beeinflusst. Im übrigen ist die mikrobiologische Untersuchung des gesamten Stoffwechsels eine dringend notwendige Ergänzung der chemischen Untersuchungen, wenn wir zu einem kausalen Verständnis kommen wollen. In Falkau fehlen jedoch leider die Räumlichkeiten zu solchen mikrobiologischen Untersuchungen.

Phosphat, Eisen und Mangan sind im Stoffwechsel der Binnengewässer miteinander verknüpft: In O_2 -Mangelgebieten gehen aus dem Sediment Ferro- und Manganverbindungen sowie Phosphate in Lösung, bei Hinzutritt von Sauerstoff werden Eisen und Mangan als schwer lösliche Ferri- und Manganverbindungen ausgefällt, die fast das gesamte in Lösung gegangene Phosphat mit zu Boden reißen, sei es, daß ein Teil des Eisens direkt als Ferriphosphat ausfällt oder daß Phosphat-Ionen von dem zunächst in kolloidaler Verteilung im See flottierenden Ferrihydroxyd adsorbiert werden. Das Mangan greift weniger direkt in den Phosphatkreislauf ein, da es in weit geringerem Maße Phosphat adsorbiert, beeinflusst aber oft indirekt die Phosphatmobilisation: Da Mangan leichter reduziert wird als Eisen, geht es im Verlauf der Stagnationsperioden häufig eher und in relativ größeren Mengen in Lösung als das Eisen und steigt auch im Hypolimnion mit fortschreitendem Sauerstoffmangel etwas höher hinauf, wird aber an der Oberkante des O_2 -Mangelgebietes bei Kontakt mit O_2 -reicherem Wasser auch leicht wieder ausgefällt und wirkt beim Absinken als Oxydationsmittel für das Ferroeisen, das als Ferrieisen gefällt wird, während das reduzierte Mangan wieder in Lösung geht, ohne bei der Herbstzirkulation in gleichem Maße Phosphat an sich zu reißen wie das Eisen. Entsteht in den sauerstofffreien Wasserschichten Schwefelwasserstoff, so kommt es unter bestimmten Bedingungen zur Fällung von Eisensulfid, und das Phosphat bleibt dann in größerem Prozentsatz bei der Zirkulation frei (vgl. EINSELE 1936, 38, 40; OHLE 1937; HUTCHINSON 1957). Alle diese komplizierten und hier nur angedeuteten Zusammenhänge sind um so wichtiger, als von Natur aus sehr viele Binnengewässer nur geringe Phosphatspuren in der trophogenen Zone enthalten und der Phosphor daher sehr häufig die Rolle des produktionsbegrenzenden Minimumstoffes spielt.

Betrachten wir nun die speziellen Verhältnisse im Titisee:

Der Seebach brachte meist 2 bis 5 mg P (PO_4)/ m^3 , gelegentlich auch höhere Konzentrationen, sowie 90 bis 750 mg Fe/ m^3 und 20 bis 50 mg Mn/ m^3 in den See. Die relativ hohen Eisensommerwerte dürften durch die erhöhte Abbaugeschwindigkeit und dadurch bedingte höhere Sauerstoffzehrung, also stärkere Eisenreduktion und -lösung im Boden, verursacht sein, und nach

dem Quellaustritt wieder ausgeflocktes Ferrieisen wird vom Bach zum Teil in fein suspendierter Form oder an organische Stoffe adsorbiert transportiert.

Die Eisenwerte sind im Epilimnion des Titisees fast stets viel niedriger als im Seebach und zeigen während der Sommerstagnation eine abnehmende Tendenz, sei es, daß das Eisen als Eisenhumat ausgefällt wird oder daß der Abbau der als Schutzkolloide bzw. Stabilisatoren wirkenden organischen Stoffe, der ja auch in der Entfärbung des Seewassers zum Ausdruck kommt, indirekt zur Eisenfällung führt. Immerhin wurden im Titisee-Epilimnion in allen Untersuchungsjahren stets mindestens 20, selten über 100 mg Fe/m³ gefunden. Der Seebach kann gelegentlich auch im Sommer die epilimnischen Eisenwerte positiv beeinflussen, doch tritt eine Auffüllung des sommerlichen Fe-Defizits regelmäßig erst bei den Vollzirkulationen ein.

Im Metalimnion bzw. an der Unterkante der trophogenen Zone fehlte eine typische Fe-Sprungschicht, was gegen einen stärkeren biogenen Eisenverbrauch spricht. Statt dessen stiegen auf den Vertikalprofilen die Fe-Werte von 10 m abwärts zunächst sehr langsam, bei Annäherung an den Boden aber sehr rapide, und zwar bei Sauerstoffkonzentrationen, die in Klarwasserseen alles Eisen als Fe⁺⁺ fällen würden.

Wie scharf die Mikroschichtung über Grund während der Stagnationsperioden sein kann, ergab eine Untersuchung mit einem Spezialwasserschöpfer in 39,2 m Wassertiefe: Die Fe-Konzentrationen betrugen am 3. 7. 1954 bei folgenden Entfernungen vom Seeboden:

71 cm = 325; 36 cm = 500; 26 cm = 550; 16 cm = 10 000 mg Fe/m³!

Das auf Abb. 3 wiedergegebene Schichtungsbild des Eisens vom 26. 9. 1949 ist offenbar sekundär modifiziert worden: Am 18. 7. 1949 waren in 30 m Tiefe 105 mg, in 38 m 1150 mg Fe/m³ vorhanden, am 26. 9. in 30 m = 210 mg; in 39 m nur noch 90 mg! Eine Sulfidfällung ist bei den relativ hohen Sauerstoffwerten (über Grund am 18. 7. = 3,9, am 26. 9. = 2,3 mg O₂/l) nicht anzunehmen, doch wissen wir über die O₂-Schwankungen in der Zwischenzeit nichts. Ein Schub O₂-reicheren Zufließwassers oder eine hypolimnische Teilzirkulation, wie sie gelegentlich auftreten, könnte das am 18. 7. im Wasser gefundene Eisen oxydiert und ausgefällt haben. Ähnliche Verhältnisse lagen beim Mangan vor, dessen Konzentration vom 18. 7. bis 26. 9. in 30 m Tiefe von 50 auf 120 mg gestiegen, in 38 m bzw. 39 m Tiefe aber von 900 auf 100 mg Mn/m³ gefallen war.

Die Tatsache, daß sich auch in den bodennahen Schichten Eisenkonzentrationen von über 1000 mg/m³ schon bei noch fast 4 mg O₂/l fanden, während in den Klarwasserseen die Reduktion des Eisens und damit der Anstieg der hypolimnischen Fe-Werte erst bei Sauerstoffwerten unter 1 mg O₂/l zu beginnen pflegt, ist ein Hinweis, daß das Fe-Regime des Titisees anderen Prinzipien folgt: Einmal wirken die organischen „Humus“stoffe als energisches Reduktionsmittel (vgl. EINSELE 1936, 1940), zum anderen als Schutzkolloide (OHLE 1937), und schließlich dürften organische Eisen-Kom-

plexverbindungen eine Rolle spielen. Alle diese Fragen bedürfen noch einer speziellen Untersuchung, wie auch die Rolle der Mikroorganismen im Eisenkreislauf des Titisees noch dringend untersucht werden muß.

M a n g a n fand sich im Epilimnion des Titisees ebenfalls stets in geringerer Konzentration als im Seebach und konnte nicht immer sicher nachgewiesen werden, da die Nachweisbarkeitsgrenze unserer Methode bei ca. 20 mg Mn/m³ lag. Ein klarer Jahresrhythmus der epilimnischen Werte, die meist nur die Hälfte oder weniger der Eisenkonzentrationen betrugen, war daher nicht zu erkennen.

Das vertikale Schichtungsbild des Mangans ähnelte dem des Eisens durchaus: Auch hier fehlte ein deutlicher Mangan-„Sprung“ im Metalimnion, doch stiegen die Werte nach der Tiefe zu etwas schneller, so daß von 30 m abwärts die Mangankonzentrationen die Eisenwerte nahezu erreichten oder gar erheblich übertrafen. Das Maximum wurde unter Eis über Grund am 19. 3. 1949 gefunden: Hier waren 4700 mg Mn und 2200 mg Fe/m³ vorhanden! Das in Abb. 3 wiedergegebene Schichtungsbild des Mangans wurde bereits oben als Ausnahme charakterisiert.

Mit seinem relativ hohen hypolimnischen Mn : Fe-Verhältnis steht der Titisee an der Spitze aller Hochschwarzwaldseen.

P h o s p h a t war bis auf wenige Ausnahmen stets im Epilimnion nachweisbar, wenn auch immer in geringerer Konzentration als im Zufluß und oft nur in Spuren (≤ 1 mg P [PO₄]/m³).

Die Werte zeigten während der Sommerstagnation fallende Tendenz, z. B. von Juni bis Oktober 1951 von 2,8 auf ≤ 2 mg und vom 26. 5. bis 8. 10. 1953 von 3,9 mg auf ≤ 1 mg P (PO₄)/m³. Bedenken wir ferner, daß ein Teil des in den Analysen gefundenen Phosphates wahrscheinlich in einer organischen Bindung oder adsorbiert vorliegt, also der Assimilation durch die Pflanzen nicht zugänglich ist, so wird es sehr wahrscheinlich, daß der Phosphor vor allem in der zweiten Hälfte der Sommerstagnation zum produktionsbegrenzenden Minimumstoff im Epilimnion des Titisees wird, so daß die noch verfügbaren Nitratreste wie auch die CO₂-Vorräte nicht ganz erschöpft werden können. Dies würde zugleich bedeuten, daß der Titisee sehr empfindlich auf künstliche Phosphorzufuhren, sei es durch intensivere Düngung der oberhalb gelegenen Wiesen oder durch menschliche Siedlungen — auch große Campingplätze! — in seinem Einzugsgebiet, reagieren wird. Darauf deutet auch die schon oben erwähnte „Eutrophierungs“-tendenz, die sich in den steigenden pH-Werten und neuen Phytoplanktonmassenarten ausprägt.

Weitere Untersuchungen über den Phosphorhaushalt unserer Seen sind dringend erforderlich, da wir über den P-Nachschub durch die Zersetzung der organischen Stoffe im See noch wenig wissen.

Überraschenderweise war im vertikalen Schichtungsbild des Phosphates von der biogenen Zehrung im Gegensatz zum Silikat kaum etwas zu er-

kennen, denn von der Oberfläche bis 10 m stiegen die PO_4 -Werte entweder überhaupt nicht oder nur sehr gering an — ein Sprung am Übergang von der trophogenen zur tropholytischen Zone, wie etwa beim Sauerstoff, pH oder Silikat beobachtet, fehlte vollständig. Ein deutlicher Anstieg der Phosphatwerte setzte meist erst von 30 m abwärts im Verein mit den steigenden Eisenwerten ein. Aber selbst über Grund erreichen die Phosphatwerte bis zum Ende der Sommerstagnation in manchen Jahren nicht einmal 10 mg P/m^3 oder überschritten diesen Wert nur um wenige mg/m^3 . Das Maximum wurde auch wieder unter Eis über Grund am 19. 3. 1949 mit 22 mg P/m^3 gefunden.

Das Verhältnis $\text{Fe} : \text{P}$ war im Titisee stets überraschend hoch und inkonstant und schwankte an den Untersuchungstagen zwischen 600 und 7,5! Auch dieses Ergebnis deutet darauf hin, daß der Fe-, Mn- und P-Komplex im Haushalt des Titisees anderen Prinzipien folgt als in den Klarwasserseen: Vermutlich stammen die im Hypolimnion in den Stagnationsperioden auftauchenden Eisen- und Manganmengen nicht aus reduziertem Ferriphosphat oder aus Ferrihydroxyd mit adsorbiertem Phosphat, sondern aus organischen Komplexen, die bei viel höheren Redoxpotentialen reduziert werden und in Lösung gehen als das anorganische Fe.' Wie Herr Dr. Krause durch eine Sedimentanalyse zeigen konnte, enthält das Sediment unserer Seen erwartungsgemäß genügend Phosphor, um das Hypolimnion wesentlich stärker damit anreichern zu können. Aber vermutlich ist der mit dem Ferrieisen verbundene Teil der Sedimentphosphate noch gar nicht mobilisiert, da diese Fe^{++} -Fraktion erst bei niederen Redoxpotentialen reduziert und gelöst wird, oder das frei werdende Phosphat wird sofort noch im Sediment wieder von organischen Stoffen adsorbiert und gelangt so nicht in das freie Wasser des Hypolimnions. Auch hier sind weitere Untersuchungen erforderlich.

Die bisherigen Ergebnisse über den Stoffhaushalt des Titisees wurden relativ ausführlich geschildert, um zunächst das Grundschemata darzustellen. Die übrigen Seen können in diesem Rahmen nicht mit derselben Ausführlichkeit behandelt werden. Ich beschränke mich darauf, die wichtigsten Abweichungen der einzelnen Seen vom Titisee-Stoffwechsel anzudeuten.

II. Der Feldsee

Der Feldseeabfluß betrug im Durchschnitt der Jahre 1926 bis 1936 = ca. $2,6 \text{ Mio m}^3$. Der Feldsee faßt rund $1,6 \text{ Mio m}^3$, das Verhältnis Z/V (ohne Verdunstung) beträgt also 1,63 und ist damit etwa doppelt so hoch wie im Titisee.

Das sommerliche *Schichtungs* bild zeigt denselben Aufbau wie im Titisee, nur ist der Feldsee entsprechend seiner um etwa 250 m höheren Lage auf dem ganzen Vertikalprofil meist um 1 bis 2° kälter. In der Abkühlungs-

periode eilt er dem Titisee mit seinen Oberflächentemperaturen um ein bis zwei Wochen voraus und kann schon Anfang Dezember, also zwei bis drei Wochen früher als der Titisee, zufrieren. Der Eisaufbruch liegt im Feldsee meist zwei bis drei Wochen später als im Titisee, und infolge der starken Windabschirmung kann sich in manchen Jahren das Oberflächenwasser in ruhigen Perioden so schnell erwärmen, daß eine Frühjahrsvollzirkulation ausbleibt. In der Erwärmungsperiode hinken die Oberflächentemperaturen des Feldsees meist um zwei bis drei Wochen hinter dem Titisee her. Trotz scharfer Ausprägung und hoher Lage der Sprungschicht zwischen 5 bis 10 m reichen der Austausch von oben und die Wirkung des Zuflusses etwas tiefer als im Titisee. Infolge der größeren Höhenlage erreicht der Zufluß, das „Seebächle“, im Herbst früher und in der Erwärmungsperiode, besonders in kalten Nächten, noch später als der Seebach bei seiner Mündung in den Titisee das Dichtemaximum und kann daher auch häufiger in einer längeren Zeitspanne in das Feldseehypolimnion einbrechen.

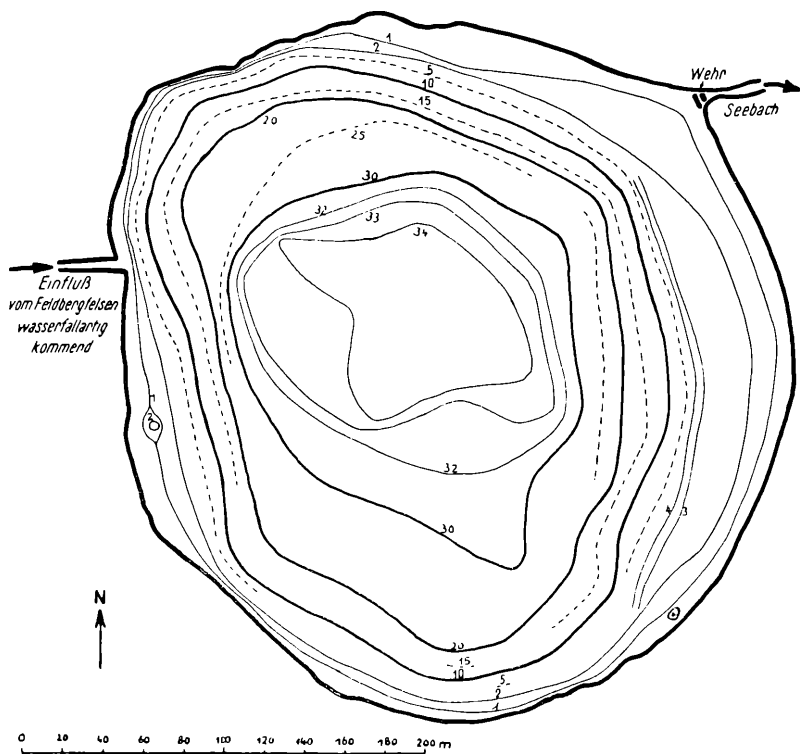


Abb. 7. Feldsee (aus ELSTER & SCHMOLINSKY 1952/53)

Feldsee und Titisee ähneln sich in ihrem Stoffkreislauf sehr, doch ist der Feldsee schon vom Zufluß her wesentlich schlechter versorgt als der Titisee: Das Seebächle ist der reinste und zugleich am stärksten oligotrophe, d. h. nährstoffärmste, der von uns bisher untersuchten Schwarzwaldtäler, während dem Titisee durch den Seebach die Abbauprodukte eines zum Teil intensiver genutzten und viel größeren Einzugsgebietes zugute kommen. Tab. 2 gibt die von uns gefundenen Schwankungsbreiten einiger Daten aus unseren Untersuchungen:

Tabelle 2

Chemische Maximal- und Minimalwerte im Seebächle (Feldseezufluß) und Seebach (Titiseezufluß)

Zufluß und See	Farbe (Ohle°)	KMnO ₄ -Verbrauch mg/l	pH	DH°	Gesamthärte DH°	Si/SiO ₂ mg/m ³
Seebächle (Feldsee)	0,5– 5,0	4,1–10,1	5,90–6,50	0,27–0,76	0,7–0,9	1700–3300
Seebach (Titisee)	6,9–23,1	9,2–37,0	6,16–6,54	0,39–0,92	0,8–1,1	1750–4000

Zufluß und See	P/PO ₄ mg/m ³	N/NO ₃ mg/m ³	N/NO ₂ mg/m ³	N/NH ₄ mg/m ³	Fe (Gesamt) mg/l	Mn mg/l
Seebächle (Feldsee)	0 (Sp)– 4	Sp (25)–80	0,0–0,7	Sp–95	20–300	0 (Sp)–90
Seebach (Titisee)	0 (Sp)–10	90–800	0,1–3,0	0 (Sp)–500	90–790	0–50

Wie die geringe Eigenfarbe des Seebächles zeigt, erhält der Feldsee nur geringe Mengen gefärbter organischer Substanzen. Der Feldsee ist der klarste aller Hochschwarzwaldseen mit meist grünlicher Wasserfarbe und einer durchschnittlichen Sichttiefe von 5,53 m (Titisee 3,73 m). Die Wasserfarbe des Feldsee-Epilimnions lag in den Stagnationsperioden stets unter 3 Ohle°, nur in Vollzirkulationsperioden stiegen auch die Oberflächenwerte etwas an. Die vertikale Farbschichtung war von der Oberfläche bis 25 oder 30 m Tiefe meist sehr gering. Zwischen 30 und 34 m (= größte Tiefe) nahm dann aber die Eigenfarbe des Tiefenwassers in den Stagnationsperioden rapide zu und übertraf auch in den Absolutwerten den Titisee gelegentlich, besonders bei gleichzeitig starkem Sauerstoffmangel.

Mit einem durchschnittlichen Kaliumpermanganatverbrauch des Oberflächenwassers von 8,7 mg/l liegt der Feldsee zwar weit unter dem Titisee (13,7 mg/l), steht aber mit einem Verhältnis $\text{KMnO}_4/\text{Ohle}^\circ = 3,3$ (Titisee = 2,65) an der Spitze aller Hochschwarzwaldseen. Den hohen Farbwerten des Tiefenwassers entsprach nur ein relativ geringer Anstieg der Oxydierbarkeit. So wurden z. B. am 29. 9. 1949 bei 125 Ohle $^\circ$ (= 292 mg Pt/l!) nur 12,5 mg/l KMnO_4 -Verbrauch gefunden. Dies bestätigt nur die aus den Titisee-Ergebnissen gezogenen Schlüsse (S. 170).

Trotz des geringen Gehaltes an gefärbten organischen Stoffen ist aber die Silikatkonzentration des Seebächles nur wenig geringer als die des Seebaches am Titisee und übertraf sie bei manchen Vergleichsuntersuchungen sogar etwas. Dies spricht nicht dafür, daß die organischen Stoffe hier als Schutzkolloide für die Si-Verbindungen fungieren, sondern das Silikat scheint zumindest überwiegend in echter Lösung vorzuliegen. Ein Vergleich beider Seen ist durch das Ausbleiben der Frühjahrsvollzirkulation 1949 im Feldsee erschwert. Die epilimnische Si-Amplitude von April bis September 1949 war im Feldsee (1500—1150 mg) geringer als im Titisee (2500—1050 mg), die Si-Anreicherung über Grund dagegen bedeutend stärker (Feldsee = 1850—4000; Titisee: 2400—2800). Die Si-Zehrung reicht jedoch im Feldsee tiefer als im Titisee, und der Si-Sprung liegt im Feldsee erst unterhalb 10 m (Titisee = unterhalb 5 m), eine Folge der größeren Transparenz und dadurch tiefer reichender Produktionszone — in 10 m Tiefe wurde im Feldsee mehrfach noch ein Phytoplanktonmaximum gefunden!

Berechnet man das epilimnische Si-Defizit während der gleichen Stagnationsperiode in 0 bis 10 m in gleicher Weise wie bei dem Titisee (S. 171), so ergibt sich unter Berücksichtigung des Importüberschusses durch das Seebächle, aber ohne die quantitativ unbekannte Si-Auflösung vom Boden her, eine Gesamtzehrung von ca. 580 kg = 6350 mg Si (SiO_2)/m² Seefläche = rund $\frac{2}{3}$ des Titiseewertes — wiederum ein Zeichen des geringeren Trophiegrades des Feldsees.

Der Sauerstoffhaushalt des Feldsees weicht vom Titisee in einigen Punkten etwas ab: Der O₂-Verbrauch durch den Abbau der „Humusstoffe“ ist im Feldsee geringer, so daß im Epilimnion die Assimilation des Phytoplanktons den O₂-Gehalt in der trophogenen Zone schon bald nach dem Eisaufbruch auf 100 % Sättigung oder sogar noch etwas darüber hinaus erhöhen kann. Da im durchsichtigen Feldsee die trophogene Zone tiefer in das Metalimnion hinabreicht als im Titisee und hier die O₂-Bilanz durch den im Metalimnion gebremsten Austausch gewissermaßen konserviert wird, so fanden wir im Mai 1949 in 5 m Tiefe bereits ein schwaches O₂-Maximum im Vertikalprofil, während in 10 m Tiefe vom 17. 5. bis 29. 9. 1949 die absolute O₂-Konzentration von 8,9 auf 12,2 mg O₂/l bzw. von 76 bis 112 % Sättigung anstieg, und zwar anfangs schneller als im Hochsommer.

Unterhalb dieses Maximums fallen die Sauerstoffwerte mit steigender Tiefe und zeigen auch im Verlauf der Stagnation fallende Tendenz. In Bodennähe sinken die O_2 -Werte auf den einzelnen Vertikalprofilen schneller als im Titisee: Unter Eis sank der Sauerstoffgehalt über Grund vom 11. 1. bis 14. 3. 1949 von 5,9 auf 2,1 mg. Die O_2 -Zufuhr durch Schmelzwasser oder Frühjahrsteilzirkulation war im Frühjahr 1949 sehr gering, und die O_2 -Konzentrationen blieben über Grund unter 3 mg und fielen in 30 m Tiefe vom 14. 3. bis 19. 4. 1949 sogar noch etwas ab (4,3—3,7 mg). Mit diesem hohen hypolimnischen Sauerstoffdefizit ging der See in die Sommerstagnation, während der die geringen O_2 -Vorräte weiter aufgezehrt wurden. Bereits am 1. 8. wurden in 32 m Tiefe, also noch über 1,5 m über der tiefsten Stelle, nur noch 0,2 mg O_2 /l gefunden, am 29. 9. 1949 in 33,4 m Tiefe 0,5 mg, wobei offen bleibt, ob der Zufluß bereits in die Bodenschichten eingebrochen war oder eine hypolimnische Teilzirkulation etwas Sauerstoff bis zum Boden gebracht hat. Erst am 14. 11. war das vertikale O_2 -Gefälle weitgehend, wenn auch noch nicht vollständig, ausgeglichen, und über Grund fanden sich 8,4 mg O_2 /l.

Stichproben aus späteren Jahren bestätigten das skizzierte Bild. Das sommerliche Sauerstoffmaximum in 5 bis 10 m Tiefe scheint ein Charakteristikum des Feldsees zu sein.

Berechnen wir für den Titisee (S. 162) auch für den Feldsee den täglichen O_2 -Verbrauch unterhalb 10 m während der Stagnationsperiode 1949, so erhalten wir nur 120 mg O_2 /m² x Tag gegenüber 318 mg im Titisee, also nur reichlich $\frac{1}{3}$. Hier spielt die ungünstige Ausgangsposition des Feldsees im Frühjahr 1949 eine Rolle, wenn auch die hypolimnischen Sauerstoffvorräte im Feldsee während der Stagnation nicht aufgezehrt wurden.

Der Kohlenstoffhaushalt des Feldsees hat ebenfalls ungünstigere Voraussetzungen als im Titisee: Der Karbonatgehalt des Seebächles ist noch geringer als der des Seebaches, und da er aus größerer Höhe steil herabstürzt, schichtet er sich meist auch etwas tiefer ein als der Seebach im Titisee und beeinflusst daher das Epilimnion im Feldsee weniger. Ferner ist der CO_2 -Nachschub aus der Zersetzung allochthoner organischer Substanzen geringer als in dem stärker gefärbten, d. h. an organischen Substanzen reicheren Titisee. Dagegen ist als Positivum für den Feldsee zu werten, daß die trophogene Zone hier tiefer hinabreicht als im Titisee, also ein größerer Prozentsatz der autochthon produzierten organischen Substanz in der trophogenen Zone selbst zersetzt und das assimilierte CO_2 also im intrabiocoenotischen Kreislauf der trophogenen Zone relativ häufiger inkarniert werden kann. Tatsächlich steigt das freie CO_2 erst unterhalb 10 m deutlich an, dann aber schneller als im Titisee, und erreicht über Grund im Herbst Werte über 20 mg CO_2 /l (29. 9. 1949 = 26 mg/l in 33,5 m, 11. 9. 1952 = 21,3 mg in 30,3 m). Im Epilimnion erhöhen die Vollzirkulationen den CO_2 -Gehalt auf über 5 mg/l, doch sinken die Werte nach Beginn der Stagnation schnell auf

ca. 1 mg/l, wobei fraglich bleibt, ob dieser Titrationswert nicht durch die Humussäuren beeinträchtigt und erhöht ist.

Die p H - W e r t e steigen im Feldsee-Epilimnion nur auf etwa 6,7 im Sommer und lagen unterhalb 15 m stets unter 6,2. Als Minimum wurde 5 m über Grund 5,7—5,85 gemessen. Wenn bei starkem Sauerstoffmangel und Kohlendioxydüberschuß auch die Karbonathärte über Grund erhöht war (z. B. am 29. 9. 1949 auf 1,4 DH°), so stiegen auch die pH-Werte durch die Pufferwirkung der Bikarbonat-Ionen über Grund zu einem zweiten Maximum an, im September 1949 z. B. von 5,8 in 30 m auf 6,57 in 33,7 m. Oberes und unteres pH-Maximum sind also in diesen Fällen durch entgegengesetzte Stoffwechselvorgänge im See bedingt.

Wie Tab. 2, S. 179, zeigt, ist der S t i c k s t o f f s t a n d a r d des Seebächles erheblich niedriger als im Seebach — die maximalen Nitratwerte betragen nur rund $\frac{1}{10}$, und auch die hohen Ammoniumherbstwerte des Titisees fehlen im Seebächle. Im Herbst und Winter bringt der Feldseezufluß nur 30—35 mg N (NO_3)/ m^3 , im Sommer aber höchstens Spuren unter 10 mg, und auch die Nitrit- und Ammoniumwerte lagen an der Nachweisbarkeitsgrenze. Hier kommt die „primäre Oligotrophie“ des kleinen Feldsee-Einzugsgebietes im Gegensatz zum Titisee am klarsten zum Ausdruck!

Am 14. 3. 1949 fanden sich unter Eis 90 mg N (NO_3)/ m^3 in den oberen Schichten des Sees, Mitte Mai noch 50 mg, und ab 1. 8. war in 0 bis 16 m kein Nitrat mehr nachweisbar. Erst die Herbstzirkulation füllte die Nitratkonzentration auf ca. 50 mg N/ m^3 auf, und unter Eis dürfte der Rest des Defizits ausgeglichen werden, sei es durch autochthone Nitrifikation oder durch Import vom Zufluß her. Die Nitrate stehen also im Feldsee in starkem Verdacht, bereits im Frühsommer die Rolle des produktionsbegrenzenden Minimumstoffes zu spielen.

In den tieferen Schichten ist in 20 bis 30 m Tiefe ein Nitratmaximum von 70 bis 150 mg N (NO_3)/ m^3 während der Stagnationszeiten vorhanden, während über Grund bei Sauerstoffwerten unter 1 mg O_2 /l die Nitrate reduziert wurden und nicht mehr nachweisbar waren.

Nitrit war niemals in größeren Mengen vorhanden und erreichte im Höhepunkt der Stagnation im Sauerstoffmangelbereich über Grund ein Maximum von 5,8 mg N (NO_2)/ m^3 .

Auch die A m m o n i u m w e r t e waren in der trophogenen Zone stets an der Nachweisbarkeitsgrenze (ca. 20 mg) oder darunter, und im nitratfreien Sauerstoffmangelbereich über Grund konnten die Ammoniumwerte auf über 100 mg N (NH_4)/ m^3 ansteigen.

Es ist also offensichtlich, daß der Nachschub der anorganischen N-Verbindungen im Feldsee den biogenen Bedarf nicht decken kann und daher ab Frühsommer zum produktionsbegrenzenden Faktor wird.

Die P h o s p h a t z u f u h r e n waren im Feldsee ebenfalls viel geringer als im Titisee: Nur im Herbst und Winter konnten die Konzentrationen im

Seebächle mit 2 bis 5 mg P (PO_4)/ m^3 gemessen werden, im Frühjahr und Sommer lagen die P-Werte an oder unter der Nachweisbarkeitsgrenze (unter 1 mg/ m^3).

Sehen wir von den tiefsten Schichten ab, so fanden sich auch im Feldsee nur während der Herbstvollzirkulation 3 bis 5 mg P/ m^3 , sonst aber höchstens Spuren, oder die Reaktion fiel negativ aus. Im gesamten Frühjahr und Sommer waren also in der trophogenen Zone weniger als 1 mg P (PO_4)/ m^3 für die Assimilation verfügbar, und doch reichten diese geringen Mengen für eine Produktion aus, welche die Stickstoffvorräte erschöpfte!

Auch über Grund stiegen die Phosphatwerte selbst bei den extrem niedrigen Sauerstoffwerten und zeitweise sehr hohem Eisengehalt nur auf maximal 12 mg P/ m^3 ! Die Diskrepanz zwischen Phosphor- und Eisenmengen war hier besonders offenbar und bestätigte die bei der Diskussion der Titiseeverhältnisse gezogenen Schlüsse über die relativ große Unabhängigkeit der Kreisläufe von Phosphat und Eisen.

Auch die Eisen- und Manganzufuhren waren geringer als im Titisee.

Eisen war im Feldsee-Epilimnion während der Stagnationszeiten nur in Konzentrationen von unter 20 bis 30 mg/ m^3 , Mangan nur von unter 20 bis 25 mg/ m^3 zu finden. Nur in Zirkulationsperioden stiegen die Eisenwerte auf über 100 bis 250 mg/ m^3 und die Manganwerte auf ca. 50 mg/ m^3 .

Über Grund waren die Eisenmengen trotz niedriger Sauerstoffwerte bedeutend geringer als im Titisee und blieben bis zum 1. 8. 1949 unter 500 mg Fe/ m^3 , während die Manganwerte von 75 mg in 32,9 m am 17. 5. auf 400 mg in 32 m am 1. 8. stiegen. Dann aber schnellte das Eisen über Grund stark empor und erreichte am 29. 9. 1949 in 33,4 m Tiefe 14 300 mg/ m^3 , während das Mangan nur auf 1900 mg/ m^3 stieg. Obwohl hier also anzunehmen ist, daß das gesamte an der Oberfläche des Sedimentes lagernde Eisen reduziert und gelöst wurde, erschienen mit den 14 300 mg Eisen nur 12 mg Phosphor! Zukünftige Untersuchungen müssen den gesamten Komplex des Eisen-, Mangan- und Phosphorkreislaufes in unseren Seen klären, da diesen Verhältnissen eine prinzipielle überregionale Bedeutung zukommt.

Fassen wir zusammen Im Vergleich zu dem von seinem größeren und stärker besiedelten Einzugsgebiet her eutrophierten Titisee befindet sich der Feldsee in einer primären, d. h. geologisch und geographisch bedingten Oligotrophie, die sich besonders durch Bikarbonat-, Phosphor- und Stickstoffmangel bemerkbar macht. Stickstoffmangel begrenzt vom Frühsommer an die Produktionskapazität des Feldsees und verhindert offenbar eine völlige Ausschöpfung der Kohlendioxid- und Phosphorreserven, die jedoch ebenfalls an der Grenze der Nachweisbarkeit oder darunter liegen. Seiner Farbe nach gehört der Feldsee in die Kategorie der „oligohumosen“ Seen und steht an der Grenze zu den Klarwasserseen.

III. Der Schluchsee

Berechnet man aus der Größe des Einzugsgebietes und der Karte der Abflußhöhen von WUNDT (1948) den Wasserhaushalt des früheren Schluchsees vor seiner Aufstauung im Jahre 1932, so erhält man einen jährlichen Zufluß von ca. 45 Mio m³ bei einem Seevolumen von 15,5 Mio m³, also ein Verhältnis $Z : V = 2,9$.

Nach dem Aufstau beträgt der oberirdische Zufluß aus dem durch den Hangkanal erweiterten Einzugsgebiet ca. 80 Mio m³, und zusätzlich werden durch den Rückpumpbetrieb beträchtliche Wassermengen durch den 42 m unter Höchststau und ca. 20 m oberhalb der tiefsten Stelle mündenden Druckstollen in das Schluchsee-Hypolimnion gepumpt. Die künstliche hypolimnische Zufuhr, die sich vor der Inbetriebnahme des Verbindungsstollens zum Rhein aus dem gestauten Wasser von Alb, Mettma, Schwarza und Schlücht sowie aus vorher abgelassenem Wasser aus dem Schluchsee-Hypolimnion zusammensetzte, steigt mit dem Strombedarf und wurde in den Jahren 1948 bis 1950 auf 245 Mio m³ geschätzt, so daß sich ein Gesamtzufluß von 325 Mio m³ pro Jahr bei 111,9 Mio m³ Volumen, also $Z : V = 2,9$ = der alte Wert ergab.

Der limnologische Unterschied aller Stauseen gegenüber den natürlichen Seen besteht vor allem darin, daß nicht das Epilimnion durch die Zuflüsse aus dem See gedrängt wird, sondern daß das Hypolimnion abgesaugt und durch Zuflußwasser ergänzt wird, und zwar vorwiegend von der Einsichtungstiefe der Zuflüsse an abwärts. Das Epilimnion der Stauseen wird zwar besonders bei Rückpumpbetrieb durch die künstliche hypolimnische Turbulenz auf dem Wege eines begrenzten Austausches auch von unten her beeinflusst und „vermischt“, schwimmt aber im Sommer doch relativ selbständig auf dem sich durch den Zu- und Abfluß ständig erneuernden Hypolimnion. Durch Absaugen des kalten Hypolimnions und Ersatz durch wärmeres Wasser von oben her steigen die Tiefentemperaturen in den Stauseen, wodurch die biogenen Umsätze in der Tiefe intensiviert und die Schichtungstabilität des Sees erniedrigt werden. Ob die natürliche sommerliche Schichtungstendenz durch den künstlichen Wasserhaushalt überspielt und verdrängt werden kann, hängt von der Durchflußintensität ab. Die verschiedenen Staubecken des Schluchseewerkes zeigen in dieser Hinsicht alle Übergänge.

Vom Stoffhaushalt des alten natürlichen Schluchsees wissen wir leider nichts. Wir betrachten kurz den Schluchsee in den Jahren 1948 bis 1950 vor der Inbetriebnahme des Rheinstollens und anschließend die durch das Rheinwasser im Schluchsee hervorgerufenen Änderungen.

1. Der Schluchsee vor der Rheinbeileitung (1948—1950)

Abb. 9 zeigt den Unterschied im jahreszeitlichen Temperaturrückgang der verschiedenen Schluchseetiefen im Vergleich zum Titisee (Abb. 2), der durch die größeren Amplituden der tieferen Schichten des Schluchsees bedingt ist.

Das Hypolimnion wurde an der tiefsten Stelle bis auf $11,8^{\circ}\text{C}$ erwärmt, wodurch die Vollzirkulation bereits bei der entsprechenden Oberflächentemperatur, also früher als im Titisee und Feldsee, einsetzen konnte. Andererseits bewirkte die durch das Rückpumpen hervorgerufene Turbulenz und der Ersatz des abgesaugten Tiefenwassers durch kälteres Zuflußwasser, daß

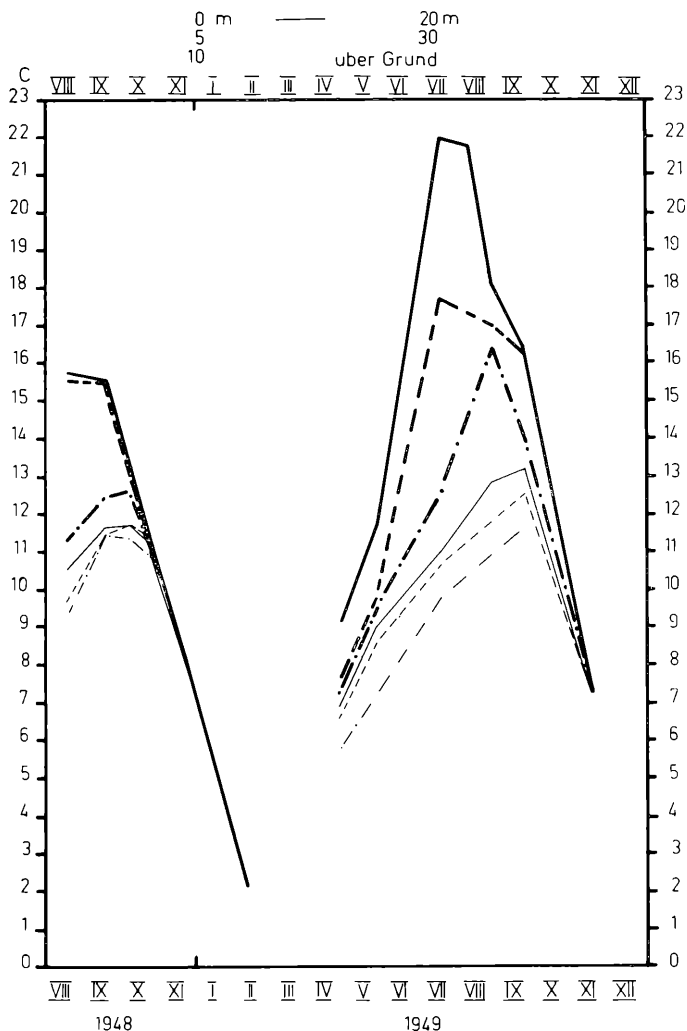


Abb. 9. Temperaturgang in verschiedenen Tiefen des Schluchsees (1948/49)

sich im Winter die gesamte Wassermasse auf 2° C und weniger abkühlen konnte. Die Eisbedeckung des Schluchsees tritt später ein als im Titisee, und häufig bleibt in der Nähe des Druckstollens noch länger ein Stück der Seeoberfläche eisfrei. Im Sommer aber zeigt der Schluchsee den gleichen Schichtungsaufbau wie der Titisee, nur reicht das Epilimnion infolge der Größe und der Windexposition des Schluchsees meist um 1 bis 2 m tiefer. Das Metalimnion ist im Sommer scharf ausgeprägt und reicht bis 10 oder 12 m herab. Unterhalb dieser Tiefe sinken auf den einzelnen Vertikalprofilen die Temperaturen im Hypolimnion mit steigender Tiefe langsam und gleichmäßig ab.

Unter den natürlichen Zuflüssen ragen Fischbach und Dresselbach durch ihre hohe Eigenfarbe und ihre Abwasserbelastung und den dadurch bedingten Nährstoffreichtum hervor. Von den künstlichen Zuflüssen muß vor allem die unterhalb St. Blasien gestaute Alb erwähnt werden.

Die mit den Abwässern des Kurortes St. Blasien belastete Alb bringt in das 2,3 Mio m³ fassende Albbecken jährlich im Durchschnitt 114 Mio m³ Wasser, was etwa wöchentlich eine Füllung bedeutet. Tatsächlich dient das Albbecken als „Wochenendspeicher“, d. h. das während der Woche gesammelte Albwasser wird bei dem geringeren Strombedarf der Industrie am Wochenende mit Überschußstrom des Verbundnetzes aus dem Albbecken über das Schwarzabecken in das Schluchsee-Hypolimnion gepumpt. Im Albbecken selbst gelangen von dem sich tiefer einschichtenden durch die Abwässer gedüngten Zufluß durch turbulenten Austausch genügend Nährstoffe, vor allem Phosphor, in das hochliegende Epilimnion. Hier wurde in den Herbstmonaten eine intensive Wasserblüte der Desmidiacee *Staurastrum* hervorgerufen, die das Wasser tiefgrün färbte, die Sichttiefe auf wenige Dezimeter herabsetzte und den pH-Wert an der Oberfläche auf über 10,5 erhöhte. Die trophogene Zone ist im Albbecken durch die starke Lichtabsorption der Algen auf die oberen 2 bis 3 m beschränkt. Zwischen 2 und 4 m sanken die pH-Werte von 10,5 auf 6,4 ab. Die Nitrate sanken vorübergehend bis unter die Nachweisbarkeitsgrenze, auch das Phosphat nahm stark ab, doch reichte in der Regel der Nachschub von der sich tiefer einschichtenden Alb her aus, um den starken biogenen P-Verbrauch zu kompensieren. Dieses Epilimnion blieb lange erhalten und wurde nicht mit übergepumpt, sondern stieg mit dem wöchentlich wechselnden Wasserstand auf und ab. Nur das mit dem nährstoffreichen Albwasser allwöchentlich frisch gefüllte Hypolimnion wurde in den Schluchsee hinaufgepumpt.

Unter diesen Umständen erhielt der Schluchsee relativ noch beträchtlich mehr Nährstoffe zugeführt als der Titisee. Ein Vergleich beider Seen in Vollzirkulationsperioden ergibt folgendes: Die Eigenfarbe ist mit 8 bis 12 Ohle° etwa gleich, der KMnO₄-Verbrauch war im Schluchsee mit 14 bis 17 mg/l etwas höher. Die Karbonathärte lag im Schluchsee mit 0,45 etwas tiefer als im Titisee, doch konnte vor allem der Fischbach gelegentlich den

Oberflächenwert im Schluchsee bis auf $0,7 \text{ DH}^\circ$ erhöhen. Die Konzentrationen des Siliciums, der anorganischen Stickstoffverbindungen sowie des Eisens und Mangans waren im Schluchsee etwas höher als im Titisee, und die Phosphatwerte lagen im Schluchsee zwar nur zwischen 4 bis 6 mg P/m^3 , aber doch erheblich höher als im Titisee, wo zu gleichen Zeiten nur Spuren bis 2 mg in den oberen 10 m gefunden wurden. Außerdem beziehen sich die Schluchseewerte auf die Herbstvollzirkulation, in der das sommerliche P-Defizit noch nicht ganz aufgefüllt war.

Der Verlauf der Sommerstagnation 1949 mag uns einen Überblick über den Stoffhaushalt des Schluchsees vor der Rheinbeileitung geben.

Am 11. 2. 1949 wurden an einer eisfreien Stelle in der Nähe des Stollens, d. h. vor dem Ort Schluchsee, in 0 bis 19 m Tiefe (die tiefsten Stellen waren leider durch eine schwache Eisdecke unzugänglich) folgende Werte gefunden: Temperatur einheitlich $2,3^\circ \text{C}$; $\text{pH} = 5,85$; Karbonathärte = $0,56 \text{ DH}^\circ$; Eigenfarbe = 11 Ohle $^\circ$; $\text{O}_2 = 10,5 \text{ mg/l} = 84 \%$ der Sättigung; KMnO_4 -Verbrauch = 15 mg/l ; Silicium = 2000 mg/m^3 ; Phosphor $9,6 \text{ mg/m}^3$; Nitrat = 325; Nitrit = 1,5 und Ammonium = ca. 20 mg/m^3 ; Eisen = 200 mg/m^3 .

Bis in den April hinein ist die Vollzirkulation bzw. der vertikale Austausch offenbar noch recht stark gewesen: Die Temperaturen betrugen am 29. 4. in 0 m = $9,2^\circ \text{C}$, in 5 m = $7,7^\circ \text{C}$ und fielen dann bis zum Grund allmählich auf $5,9^\circ \text{C}$ — das ganze „Vertikalprofil“ ist also erwärmt! Die pH-Werte sind in 0 bis 5 m auf ca. 6,0 erhöht und liegen in den tieferen Schichten bei 5,8. Die Sauerstoffwerte sind seit Februar in allen Tiefen auf 11,2 bis $11,4 \text{ mg/l}$ gestiegen, an der Oberfläche beträgt der Sättigungswert 109 % und über Grund ist das Wasser gerade mit Sauerstoff gesättigt (auf Oberflächendruck und 930 m Seehöhe bezogen). Der Silikatgehalt ist seit Februar stark gestiegen und beträgt an der Oberfläche 3500, im Hypolimnion bis 3800 mg Si/m^3 .

Mit der Ausbildung eines stabilen und durch ein kräftiges Metalimnion gewissermaßen nach unten abgeriegelten Epilimnions setzte eine Massentwicklung von Algen, besonders *Asterionella*, *Chlamydomonas* und *Pennium* (KLOTTER 1953) ein, welche die epilimnischen pH-Werte bis Ende Mai auf 6,48 erhöhte. Im Laufe des Juni wurden offenbar die freien CO_2 -Reserven erschöpft und der pH-Wert des schlecht gepufferten Wassers stieg bis Mitte Juli an der Oberfläche auf über 9 und betrug in 5 m Tiefe noch 8,2, in 10 m dagegen nur noch 6,32. Dann flaute die Phytoplanktonentwicklung ab und änderte sich auch qualitativ — *Cosmarium bioculatum* wurde zur dominierenden Form. Die pH-Werte sanken im August schnell und lagen in 0 bis 2,5 m am 8. 8. bei 7,9, am 16. 8. bei 7,3, Ende August nochmals bei 7,4 und sind bis 21. 9., noch auf dem Höhepunkt der Sommerstagnation, auf 6,8 abgefallen. Im September trat nochmals ein qualitativer Wandel der Phytoplanktongemeinschaft ein: Acidophile Formen treten wie-

der stärker hervor und *Staurastrum gracile* var. *planctonicum*, zum Teil aus dem Albbecken heraufgepumpt, wurde dominant (KLOTTER 1953).

Dieser Gang der epilimnischen pH-Werte deutet schon darauf hin, daß trotz eines, wenn auch durch das Metalimnion beschränkten, im Verhältnis zu Titisee und Feldsee aber doch übernormal großen Nachschubs von den Zuflüssen und aus dem Hypolimnion gewisse Nährstoffe in der trophogenen Zone im Laufe des Juli erschöpft waren und zum produktionsbegrenzenden Minimumfaktor wurden. Außer dem Kohlendioxyd kommen hier vor allem die Stickstoffverbindungen in Frage: Am 14. 7. waren nur noch Spuren Ammonium und in 0 m = 60, in 5 m = 125 mg N (NO_3)/m³ vorhanden, während am 21. 9. in 0 bis 6 m keine Nitrate nachweisbar waren, in 11 m aber 325 mg/m³ gefunden wurden. Ammonium und Nitrit blieben an der Nachweisbarkeitsgrenze.

Phosphate waren am 14. 7. noch 8,8 mg P/m³ in 0 m vorhanden, wobei es sich allerdings um eine gerade erfaßte lokale Zufuhr handeln könnte, da in 5 m Tiefe nur Spuren gefunden wurden. Am 21. 9. war Phosphat in den oberen 11 m nicht mehr mit Sicherheit nachzuweisen.

Auch die Silikatwerte sanken von Ende April (3600) im Epilimnion zunächst rapide (25. 5. = 2500, 14. 7. = 1850 mg) und dann allmählich (21. 9. = 1800 mg). 1950 ging die Siliciumzehrung sogar bis 870 mg Si/m³ bereits im Juni herunter! Die Siliciumabnahme im gesamten Schluchsee betrug vom 29. 4. bis 21. 9. 1949 = ca. 120 000 kg = 28 000 mg Si/m² Seefläche, davon 50 % in den oberen 10 m. Dies ist 4,7mal mehr als im Titisee und fast 8mal mehr als im Feldsee — eine Folge der durch die Abwasserzufuhr im Schluchsee erhöhten Planktonproduktion.

Auch im Hypolimnion waren die pH-Werte bis Mai auf 6,25 erhöht, sanken aber nach dem 14. 7. bis zum 21. 9. wieder auf 5,94 infolge CO_2 -Anreicherung (bis 15mg/l) in der Tiefe. Auch die Sauerstoffwerte hielten sich bis Mitte Juli im Hypolimnion bis zum Grunde auf 75 bis 70 % Sättigung, während an der Oberfläche der Sättigungswert 123 % betrug. In der zweiten Hälfte der Stagnationsperiode konnte die Assimilation nicht einmal an der Oberfläche die Zehrungsvorgänge kompensieren: Am 31. 9. waren die epilimnischen Konzentrationen auf 97 bis 98 % Sättigung abgesunken, von 6 bis 11 m folgte eine „ O_2 -Sprungschicht“ von 8,7 auf 4,0 mg O_2 /l = 97 bis 43 % Sättigung. Die O_2 -Werte sanken auf diesem Vertikalprofil bis 35 m Tiefe allmählich auf 3,3 mg = 33 % und unterhalb der Stollenmündung nochmals etwas stärker. Über Grund waren noch 1,6 mg = 16 % vorhanden. Trotz der Zufuhr sauerstoffreicheren Pumpwassers in das Hypolimnion und trotz erhöhter Turbulenz trat also eine starke Sauerstoffabnahme ein, die über Grund noch unter die Titiseewerte hinunterging, aber darüber hinaus den Sauerstoffvorrat im gesamten Schluchseehypolimnion erheblich verringerte. Trotz der künstlichen Belüftung des Hypolimnions nahm das aktuelle O_2 -Defizit des Schluchsees von Ende Mai bis Mitte Juli

um 604, von Juli bis September um 540 mg/m² Seefläche täglich zu; das ist etwa das Doppelte der entsprechenden Titiseewerte!

Die Nitratreserven des Hypolimnions blieben erhalten und schwankten zwischen 325 bis 400 mg/m³. Selbst am 21. 9. waren bei einem Sauerstoffgehalt von 1,6 mg/l noch 400 mg Nitratstickstoff und nur 65 mg Ammoniumstickstoff vorhanden. Die Ammoniumkonzentrationen blieben im Schluchsee bis auf einige Ausnahmen unbedeutend. Die Eisen- und Manganwerte stiegen mit der Tiefe nur sehr wenig an, solange die Sauerstoffwerte noch relativ hoch waren. Nur am 21. 9. 1949 sprangen in der Sauerstoffsprungschicht auch die Eisenwerte von 100 auf 260, die Manganwerte von 25 auf 100 mg. Erst in den letzten fünf Metern über der tiefsten Stelle stiegen bei Sauerstoffkonzentrationen unter 2 mg (bis 1,6 mg) die Eisenwerte auf 1220 mg, die Manganwerte auf 850 mg/m³ an. Die Phosphatanreicherung blieb mit 4,8 mg P/m³ über Grund unbedeutend.

2. Die Folgen der Rheinbeileitung auf den Stoffhaushalt des Schluchsees

Mit einer Karbonathärte von 6,1 bis 8,8, einer Gesamthärte von 8,3 bis 11,7 und einem pH-Wert von 7,6 bis 8,1 hat das Rheinwasser bei Waldshut hoch über den entsprechenden Zahlen des Schluchseewassers liegende Werte. Wir fanden bei unseren Untersuchungen ferner im Rhein 400 bis 1000 mg/m³ Nitratstickstoff, 3 bis 10 mg Nitrit, 60 bis 150 mg Ammonium und 5 bis 34 mg Phosphor, so daß das Rheinwasser auch im sonstigen Nährstoffgehalt die natürlichen Schluchseezuflüsse übertrifft und etwa der verunreinigten Alb im Hinblick auf die Nährstoffkonzentration nahekommt. Der Silikatgehalt des Rheines war dagegen bedeutend niedriger als in den Schwarzwaldgewässern und lag zwischen 420 bis 830 mg Si/m³.

Am 2. 6. 1951 wurde das Kraftwerk Waldshut mit zunächst einer Rheinwasserpumpe in Betrieb genommen: Bereits am 5. 6. zeigte die deutlich erhöhte Karbonathärte bzw. elektrolytische Leitfähigkeit, daß das Rheinwasser von der Stollenmündung im Schluchsee-Hypolimnion entsprechend seiner höheren Temperatur aufgestiegen war und sich im unteren Teil des Metalimnions als eine horizontale sich über den gesamten See erstreckende Platte ansammelte (Abb. 10). Diese Kernschicht mit erhöhtem Rheinwassergehalt blieb auch in den nächsten Wochen zwischen 10 bis 18 m Tiefe scharf abgehoben. Dann verteilte sich das Rheinwasser nahezu gleichmäßig im ganzen Hypolimnion von 10 m abwärts bis zur Tiefe der Stollenmündung (Abb. 10). Von der Stollenmündung bis zum Seeboden der tiefsten Stelle hatte sich Anfang Juli 1951 eine Leitfähigkeits- bzw. Härte-„Sprungschicht“ ausgebildet, ein Zeichen, daß der Wasseraustausch von der Stollenmündung nach unten viel weniger intensiv war als im übrigen Hypolimnion oberhalb des Stollens bis zu 10 m hinauf.

Das Metalimnion präsentierte sich als noch wirksamere Austauschperre durch eine besonders scharfe Leitfähigkeits- und Härte-Sprungschicht: Im

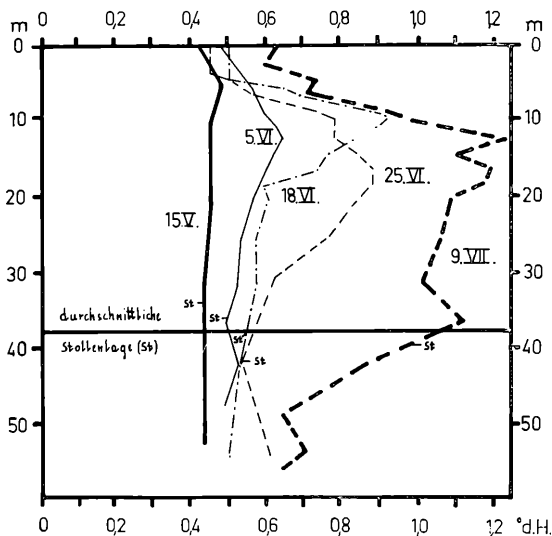


Abb. 10. Schichtungen der Karbonathärte im Schluchsee vor (15. 5.) und nach der Rheinbeileitung (ab 5. 6.) im Jahre 1951

St. = jeweilige Wassertiefe an der Stollenmündung

Epilimnion war die Karbonathärte von $0,42 \text{ DH}^\circ$ am 15. 5. auf $0,78$ am 11. 9. 1951 gestiegen, zwischen 15 bis 40 m Tiefe in der gleichen Zeit von $0,45$ auf $1,01$, über Grund auf $0,98$.

Auch jetzt, nachdem alle vier Rheinwasserpumpen seit Jahren in Betrieb sind, schwankt die Karbonathärte des Schluchseewassers in Abhängigkeit von der relativen Menge der Zufuhren von Schwarzwald- und Rheinwasser, doch bleiben die Minima gewöhnlich über $1,5 \text{ DH}^\circ$, während das Jahresmaximum 4 DH° erreichen kann (ECKSTEIN, im Druck).

Damit ist der Kohlensäurehaushalt des Schluchsees weitgehend abgepuffert, der See reagiert in allen Tiefen neutral oder schwach alkalisch, und die vermutlich im schwach alkalischen Bereich intensivierte Zersetzung der organischen Stoffe vermag zusammen mit der Bikarbonatreserve den Assimilationsbedarf zu decken — ja, im Laufe der Sommermonate stieg der Sättigungsindex des Kohlendioxyds im Schluchsee-Epilimnion sogar an, und die epilimnischen pH-Werte blieben unter 8 oder stiegen nur wenig und kurzfristig darüber hinaus (ECKSTEIN). Am meisten überrascht unter den Ergebnissen ECKSTEINS die Tatsache, daß im Epilimnion selbst zu Zeiten des Diatomeenmaximums im Frühjahr niemals mehr die volle Sauerstoffsättigung in den Jahren 1956 bis 1958 erreicht wurde: Die Menge der sauerstoffzehrenden Stoffe und die Intensität ihres Abbaues ist so groß, daß die

biogene Sauerstoffproduktion diese Zehrungsvorgänge nicht mehr voll kompensieren kann. Andererseits verhindert der durch die Rheinbeileitung intensivierte Pumpbetrieb eine zu starke Sauerstoffentleerung der bodennahen Schichten, die immer wieder durch die hypolimnische Turbulenz mit sauerstoffreicherem Wasser aus den darüberliegenden Zonen vermischt werden. So blieb die Sauerstoffsättigung auch in Bodennähe am Ende der Sommer-„Stagnation“ meist über 50 % oder ging nur ausnahmsweise und kurzfristig auf ca. 30 % zurück, und auch die angereicherten CO₂-Mengen blieben über Grund meist unter 10 mg CO₂/l, also niedriger als vor 1951.

Die Nitratwerte sind im ganzen See gegenüber früher etwas erhöht und werden auch während des Sommers im Epilimnion nicht erschöpft, während die Phosphatwerte vorübergehend im Frühjahr unter die Nachweisbarkeitsgrenze sinken können, besonders wenn wenig Rheinwasser in den Schluchsee gepumpt wurde. Genauere Vergleiche über die Intensität des autochthonen Stoffumsatzes sind wegen des intensivierten künstlichen Wasserzu- und -abflusses leider sehr erschwert und bedürfen noch weiterer Untersuchungen.

IV. Der Ursee

Der Ursee bei Lenzkirch ist ein großer 11 m tiefer vom Hochmoor umgebener Kolk, der von den Ufern her mit Bäume tragenden Schwingrasen überwachsen ist, so daß das in Tabelle 1 angegebene Areal der freien Seeoberfläche von $\frac{1}{3}$ ha nur einen Teil des ganzen Gewässers erfaßt, wie durch Bohrungen von Herrn Dr. GROSSPIETSCH (Plön) festgestellt werden konnte.

Der Seeboden unter dem offenen Teil des Sees ist flach — unmittelbar an der begehbaren Schwingrasenkante werden bereits bis zu 8 m Wassertiefe gemessen —, und die 10-m-Isobathe umfaßt 40 % des offenen Areals. Der Bodengrund ist von einer Schlammwasserzone bedeckt, deren Konsistenz nach unten allmählich zunimmt, so daß die wirkliche Wassertiefe nur schwer zu loten ist und Bodentiere keinen Halt in ihr finden.

Der Urseebach und die seitlichen oberhalb des Ursees im Urseetal versickernden Zuflüsse bringen im Durchschnitt etwa 3 Mio m³ Wasser. Würde diese ganze Wassermenge durch den freien Urseeteil fließen, dessen Volumen 26 800 m³ beträgt, so würde der Durchfluß im Jahr 112 mal, d. h. jeden dritten Tag, das Wasser des Ursees erneuern können! Wir wissen jedoch nicht, wieviel Wasser außen um den See herumfließt und wie groß das unterirdische Urseevolumen in Wirklichkeit ist.

Ein großer Teil des Urseebaches versickert am oberen Rande des Urseemoors oder verschwindet in großen trichterartigen Gumpen. Wir vermuten daher, daß das Urseemoor wie ein riesiger Schwamm das talabwärts fließende Wasser aufsaugt und es zum großen Teil diffus in das Urseebecken einsickern läßt, wie auch der Abfluß des Ursees überwiegend unterirdisch

erfolgt. Erst am unteren Ende des Urseemoores tritt der Urseebach wieder zutage.

Oberhalb und zu beiden Seiten des Ursees tritt ein Teil des versickerten Wassers in einigen *Quelltümpeln* zutage und versickert unterirdisch aus diesen wieder. Diese Tümpel wechseln in Größe und Lage etwas, nur die größten mit 2 bis 4 m Durchmesser und 1 bis 3 m Tiefe blieben in der zwölfjährigen Beobachtungszeit ortsfest.

Im Bereich dieses Durchstromes liegen die Wassertemperaturen im Winter nicht unter 5°C , im Sommer nicht über 10°C . Bei starker Wasserführung waren diese Tümpel homotherm. In trockenen Zeiten kann der Quellstrom tiefer sinken, ohne daß der Wasserspiegel in den Tümpeln entsprechend fällt. Dann bildet sich an heißen Sommertagen ein „Epilimnion“ mit Temperaturen bis über 20°C , das nur wenige Zentimeter tief ist, während im durchströmten „Hypolimnion“ die Temperaturen bei 6 bis 10°C bleiben. Beide Tümpelschichten trennt ein „Metalimnion“, in dem innerhalb 20 cm Tiefendifferenz bis zu 14° Temperaturunterschiede gemessen wurden! Solche Verhältnisse bedeuten eine Katastrophe für die im kühlen Quellstrom die Wände

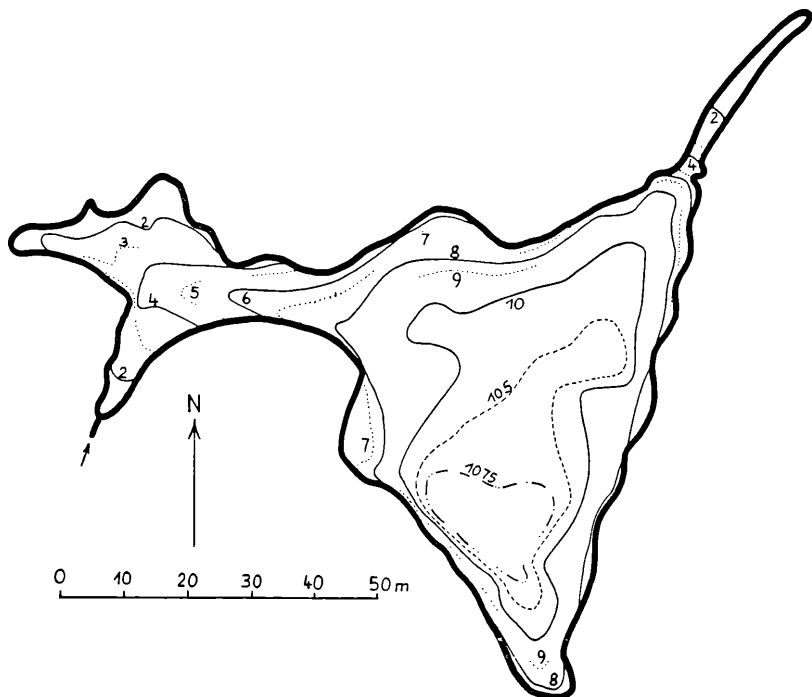


Abb. 11. Ursee (aus ELSTER & SCHMOLINSKY 1952/53)

der Tümpel in dichten Rasen besiedelnden Pflanzen, wie *Fontinalis*, *Zygonema*, *Spirogyra* usw., die in solchen Trockenperioden in das warme „Epilimnion“ geraten, massenhaft absterben und verrotten und dadurch zu einer sekundären rostroten Wasserblüte der Alge *Peridinium pusillum* führen können (KLOTTER 1951).

Diese Befunde zeigen also, daß die Temperaturen des auch den Ursee erreichenden Durchstromes schon in 1 bis 2 m Tiefe selbst in warmen Sommerperioden 10° nicht überschreiten, während die in unmittelbarer Oberflächennähe durch das Moor in den See einsickernden Wassermassen sich unter der Sonnenwirkung stark erwärmen. Tatsächlich zeigten die Urseetemperaturen in den oberen Seeschichten enge Beziehungen zu den Temperaturen der Quelltümpel; nur bei extrem niedrigem Durchfluß, wie im Sommer und Herbst 1949, erwärmt sich der See etwas stärker und tiefer. Bei Auswertung aller Befunde dürfen wir annehmen, daß weitaus der größte Teil des Durchstromes durch die obere Hälfte des Urseeventikalprofils fließt.

Schließlich muß bei der Betrachtung der Urseeventikalprofile noch berücksichtigt werden, daß der Wind nur an einem kleinen Teil des ganzen Seearcals, d. h. an der noch nicht zugewachsenen freien Oberfläche, angreifen kann, daß seine durchmischende Kraft im Verhältnis zur gesamten Wassermasse des Sees also sehr gering ist.

Tatsächlich weichen die vertikalen Temperaturkurven des Ursees auch beträchtlich von denen der bisher besprochenen Seen ab: Die Oberflächentemperaturen steigen im Frühjahr etwas schneller als in den größeren Seen an, überschreiten aber die 20°-Grenze nicht oder nur wenig und kühlen sich dann im Herbst etwas schneller ab als in den größeren Seen. Das „Epilimnion“ ist in der Erwärmungs- und Hochsommerperiode meist nur 0,5 bis 1 m tief, gelegentlich finden sich aber selbst zwischen 0 und 0,5 m Temperaturdifferenzen von fast 4° C, und die „Sprungschicht“ beginnt wenige Zentimeter unter der Oberfläche. Die 2-m-Temperaturen übersteigen die 13°-Grenze auch im Hochsommer nur selten und geringfügig und stets nur für kurze Zeit.

Auf diese „obere Sprungschicht“, die also auf die obersten 2 bis 3 m beschränkt ist, folgt häufig nach unten ein schwächerer Temperaturabfall, also ein relativ gleichmäßig temperierter Wasserkörper bis 5 oder 6 m Tiefe. Dann schließt nach unten eine zweite Sprungschicht bis 7 oder 8 m Tiefe an und schließlich folgt eine bis zum Grunde reichende Zone sehr geringer Temperaturgradienten oder völliger Homothermie. Die Temperaturen über Grund steigen dabei im Laufe des Sommers allmählich auf etwa 5,6° C an.

Im Herbst oder bei Kälterückschlägen kühlt sich das ganze Vertikalprofil oberhalb der zweiten, tiefer gelegenen Sprungschicht ab, ohne daß vorher in den oberen Schichten Homothermie erreicht wäre, ein Zeichen, daß es sich hier um Durchstromwasser handelt und nicht um Temperatúrausgleich von

oben herab! Wenn sich die Oberfläche bis auf die Temperaturen der unteren Sprungschicht abgekühlt hat, stockt der weitere Abkühlungsprozeß an der Grenze der untersten Schichten und verläuft um so langsamer, je mehr wir uns dem Boden nähern. Der Austausch ist also auch nach Aufhebung der Temperatursperre stark gehemmt, und es kommt vom Spätherbst an zu einer Temperaturumkehr über Grund, und zwar bei Temperaturen noch oberhalb 4°C . Erwärmt sich nach dem Eisaufbruch die Oberfläche wieder, so liegt das Temperaturminimum des Vertikalprofils in 7 bis 8 m, und von dort bis zum Boden hin steigen die Temperaturen um einige Zehntel, in manchen Jahren um fast 1°C wieder an. Der Grund hierfür ist eine Erhöhung des spezifischen Gewichtes dieser Tiefenschichten über das temperaturbedingte Dichtemaximum des Wassers hinaus durch chemische Stoffwechselprodukte des Sees, die sich hier infolge des jahrelang fehlenden oder unvollständigen Austausches mit den oberen Schichten angesammelt haben: Der Ursee gehört also zu den „meromiktischen“ Seen, die keine bis zum Grunde reichende Vollzirkulation haben!

Diese Verhältnisse beeinflussen den gesamten Stoffwechsel des Ursees sehr stark. Betrachten wir zunächst die trophogene Zone am Beispiel des Jahres 1949:

Überraschenderweise ist der Ursee trotz seiner Lage mitten im Hochmoor nicht braun, sondern überwiegend grün gefärbt. Seine *Eigenfarbe* schwankt in den obersten Schichten zwischen 3,5 und 7,5, ist also zwar stärker als die des Feldsees, aber bedeutend schwächer als die des Titisees oder Schluchsees. Die *Sichttiefen* schwanken zwischen 1 bis 8 m und betragen im Durchschnitt aller unserer Messungen 3,76 m. Sie sind damit nur wenig größer als die Titiseewerte, aber genau 1 m höher als die durchschnittliche Sichttiefe des Schluchsees vor 1951. Die Sichttiefe reicht also im Ursee unter die obere Sprungschicht hinunter!

Dies wirkt sich zunächst im *Sauerstoffhaushalt* aus: Unter Eis lagen am 22. 3. 1949 die O_2 -Werte in 0 bis 4 m Tiefe bei 81 bis 84 % der Sättigung und stiegen dann nach dem Eisaufbruch trotz steigender Temperaturen absolut und über den Sättigungswert hinaus, wobei sich in 1 bis 2 m Tiefe ein Sauerstoffmaximum bildete, das sich im Spätsommer bzw. September auf 3 m Tiefe verlagerte. Im Bereich dieses O_2 -Maximums wurden 1949 im Mai 130 %, im September 1952 sogar 160 % Sättigung erreicht. Dies zeigt, daß das Maximum einerseits noch oberhalb des Hauptdurchstromes lag und in Zeiten geringen Durchflusses besonders hohe Werte erreichte, andererseits aber im Bereich des durch die starken Temperaturgradienten gehemmten Austausches mit der Oberfläche entstanden ist, in dem die Sauerstoffproduktion gewissermaßen schichtweise konserviert wurde. Der Zeitpunkt, an dem die Übersättigung im Bereich des relativen Maximums auf den Vertikalprofilen abgebaut wird, ist in den einzelnen Jahren verschieden: Es kann ein Sauerstoffüberschuß bestehenbleiben, bis die tiefer

greifende Herbstzirkulation sauerstoffärmeres Wasser von unten herauf bringt, oder es können schon früher die Zehrungsvorgänge überwiegen und die Sauerstoffkonzentration auch im Bereich des relativen Maximums unter den Sättigungswert drücken.

Die Herbstzirkulation greift immer bis in die sauerstoffarmen Schichten hinein, da schon dicht unterhalb des Maximums eine sehr scharfe Sauerstoffsprungschicht beginnt. Daher wird im Herbst der Sättigungsindex auch an der Oberfläche bis auf etwa 33 % erniedrigt, steigt aber bald wieder auf 70 bis 85 %, sei es durch Sauerstoffaufnahme aus der Atmosphäre, durch Durchstromwasser oder durch Assimilation.

Kohlendioxid ist im Ursee mehr als in den anderen Seen vorhanden, vermutlich durch Import aus dem oberhalb gelegenen Teil des Urseemoores. Im Frühjahr sinken die CO_2 -Werte in 0 bis 2 m Tiefe auf 3 bis 5 mg $\text{CO}_2/1$, betrugen aber im Herbst vor der Teilzirkulation wieder 8 bis 11 mg und während der Herbstteilzirkulation 1949 = 22 mg.

Die Karbonathärte schwankt zwischen 0,5 und 0,8 DH° , wobei die Minima in die Zeit der Schneeschmelze, die Maxima in den Herbst fallen.

Entsprechend dem höheren CO_2 -Gehalt lagen die pH-Werte im Ursee etwas tiefer als in den anderen Seen. Das Minimum in den obersten Metern lag im Herbst bei 5,85 bis 5,95. Unter Eis stiegen die pH-Werte auf 6,0 bis 6,15 und nach dem Eisaufbruch noch etwas höher. Die Jahresmaxima betrugen 1949 = 6,38, 1950 = 6,59, 1951 = 6,57, jeweils Ende Juli oder Anfang August. Die pH-Amplitude in der trophogenen Zone ist also recht gering, und in der Tiefe des O_2 -Maximums fand sich höchstens eine schwache Andeutung erhöhter pH- und niedriger CO_2 -Werte. Dies alles deutet darauf hin, daß der biogene CO_2 -Bedarf durch den Nachschub gedeckt wurde.

Die Silikatkonzentrationen in den oberen 2 m schwankten 1949 zwischen 4000 am 22. 3. und 2000 am 9. 8., doch waren die Werte von Untersuchung zu Untersuchung recht unterschiedlich und waren offenbar nicht durch autochthone Zehrungsvorgänge, sondern auch durch den Durchstrom bedingt.

Die Nitratwerte betrugen unter Eis in 0 bis 6 m am 2. 2. 1949 = 300 bis 320 mg, am 22. 3. jedoch 500 bis 550 mg. Ammonium und Nitrit waren nur in Spuren vorhanden. Am 25. 5. waren in 0 bis 2 m nur noch 10 bis 20 mg N (NO_3)/ m^3 und 30 bis 60 mg N (NH_4)/ m^3 vorhanden, und die gleichen Werte wurden in den Quelltümpeln oberhalb und an den Seiten des Ursees gemessen! Es läßt sich also nicht entscheiden, was auf nitratarmen Durchstrom und was auf autochthone biogene Zehrung zurückzuführen ist. Von Anfang August bis Anfang Oktober 1949 waren die oberen 2 m des Ursees nitratfrei, auch Nitrit blieb unter 1 mg, während die Ammoniumwerte im Herbst sowohl in den Tümpeln als auch im Ursee auf über 150 mg anstiegen. Erst Ende September stiegen die Ni-

tratwerte während der Teilzirkulation wieder auf 155 mg an — in den Tümpeln auf über 300 mg! — und die Ammoniumkonzentrationen erreichten in den oberen 6 m 300 mg. Untersuchungen in späteren Jahren bestätigten das skizzierte Bild durchaus, besonders den starken Nitratschwund schon im Frühjahr. Vermutlich spielt hier der bakterielle Jahresrhythmus im Boden der Quell- und Versickerungsgebiete eine wichtige Rolle. Weitere Untersuchungen sind dringend erforderlich.

Die *Eisen*werte blieben in den oberen 2 m außerhalb der Teilzirkulationszeiten meist unter 50 mg/m³, die *Mangan*reaktion blieb negativ oder zeigte nur Spuren an.

Phosphate waren in den oberen 2 m unter Eis in Konzentrationen von 7 bis 12 mg vorhanden, waren jedoch bereits Ende Mai auf 2 mg und Anfang Oktober unter 1 mg gesunken und am 21. 11. wieder auf 13,4 mg gestiegen.

Bleibt somit im Epilimnion fraglich, was auf Durchstromwasser und was auf autochthone biogene Vorgänge zurückzuführen ist und deutet nur das hohe Sauerstoffmaximum in 2 bis 3 m einwandfrei auf biogene Wirkungen im See selbst hin, so ergeben die Vorgänge im Hypolimnion und besonders über Grund ein konsequenteres Bild: Der mangelhafte Austausch in den Zirkulationsperioden vermag die *Sauerstoff*-Werte über Grund höchstens auf 0,5 bis 0,6 mg/l aufzufüllen — die untersten Wasserschichten behalten stets ein sehr niedriges Redoxpotential. Im Verlauf der Stagnationsperioden dehnt sich die sauerstofffreie Zone nach oben hin aus, und das O₂-Gefälle unterhalb des relativen Sauerstoffmaximums wird noch stärker.

In den bodennahen Wasserschichten sammeln sich große Mengen von Stoffwechsel- und Reduktionsprodukten an: Die *Kohlendioxid*konzentration steigt auf den Vertikalprofilen von 3 m abwärts bis 5 m stärker, dann bis 8 m schwächer an. Unterhalb 8 m folgt dann ein rapider Anstieg bis zum Boden, wo 25 bis 50 cm über Grund zeitweise Werte bis 170 mg CO₂/l gefunden wurden, die beim Heraufholen der Proben durch die Druckentlastung, wie Sekt perlend, entweichen konnten. Unterhalb 5 m beginnt ferner in allen Vertikalprofilen ein Anstieg des Säurebindungsvermögens (SBV), das, in „Karbonathärte“ umgerechnet, im Herbst 1948 und 1949 Maxima von etwa 3 DH° über Grund erreichte, also für Schwarzwaldseen ganz ungewöhnlich hohe Werte! Zwar nimmt auch die *Gesamthärte* im Bereich dieses starken Anstieges über Grund zu, jedoch viel schwächer als die „Karbonathärte“ bzw. das SBV, und bei den höchsten in DH° umgerechneten SBV-Werten betrug die Gesamthärte schließlich nur noch 50 % der Karbonathärte in DH°! Dies deutet darauf hin, daß nur ein Teil des SBV durch Erdalkalibikarbonate verursacht ist, während der Rest durch Eisen-, Mangan- und Ammoniumbikarbonate bedingt war.

Die *pH-Kurven* fallen unterhalb der trophogenen Zone bei steigenden CO₂-Mengen zu einem Minimum zwischen 5 bis 9 m ab, das am

9. 8. 1949 in 6 m Tiefe den bisher niedrigsten im Ursee gefundenen Wert von 5,65 erreichte. Von diesem Minimum abwärts stiegen die pH-Werte zum Seeboden hin wieder etwas an als Folge der hohen Bikarbonatkonzentration.

Die Farbwerte stiegen bis zu 6 m wenig oder gar nicht an, zeigten aber von 8 m abwärts stets eine starke Zunahme und erreichten in scharfer Mikroschichtung über Grund Maxima über 100 Ohle^o!

Auch die Siliciumkonzentrationen stiegen über Grund auf den Vertikalprofilen stets steil an und schwankten hier zwischen 6000 und 11 900 mg Si (SiO₂)/m³!

Nitrate waren über Grund niemals nachweisbar, in den mittleren Tiefen hielten sich fallende Mengen von Nitrat bis zum Herbst.

Die Ammoniumwerte stiegen dagegen unterhalb 7 m bis zum Boden sehr stark an und erreichten über Grund Maxima von fast 6000 mg/m³.

Völlig abweichend von den übrigen Schwarzwaldseen war das Verhältnis Eisen : Mangan : Phosphor in den bodennahen Wasserschichten: Das Eisen erreichte Konzentrationen von 4600 mg/m³, Mangan dagegen nur 130 mg/m³, während die Phosphatkonzentrationen über Grund zwischen 121 und 1000 mg P (PO₄)/m³ schwankten! Das Eisen : Manganverhältnis war in den Schichten oberhalb der Mikroschichtung stets viel geringer als unmittelbar über Grund. Besonderes Interesse beanspruchen aber die hohen Phosphatmengen, die im Ursee eine völlig andere Größenordnung erreichen als in den übrigen bisher untersuchten Schwarzwaldseen und mehr den Verhältnissen in normalen eutrophen Seen entsprechen. Das Verhältnis Fe : P schwankte meist zwischen 3 und 5 und war damit noch höher als im Schleinssee bei Langenargen, in dem EINSELE die Verknüpfung des Eisen- und Phosphatkreislaufes erstmals genauer untersuchte (EINSELE 1936, EINSELE UND VETTER 1938). Es mag sein, daß in den übrigen Schwarzwaldseen bei nicht völligem Verbrauch des Sauerstoffes nur die organischen Eisenkomplexe gelöst wurden, aber nicht die anorganischen Ferriphosphate, die jedoch im Ursee bei niedrigem Redoxpotential reduziert und gelöst wurden. Außerdem rochen die Tiefenproben meist stark nach Schwefelwasserstoff, so daß auch Eisensulfidfällungen das Fe : P-Verhältnis erhöht haben können.

V. Der Windgfällweiher

Der Windgfällweiher ist der größte der Flachseen des Hochschwarzwaldes. Mit 16 ha Oberfläche fast 50 mal größer als die offene Urseefläche und doppelt so groß wie der Feldsee, beträgt seine größte Tiefe heute 4,7 m, seine mittlere Tiefe 2,5 m, und über 60 % des Weiheres sind flacher als 2 m. Unsere Untersuchungen fanden stets im tiefsten Teil des Sees in der Nähe des alten gegen Falkau gerichteten, jetzt stillgelegten Ablasses statt.

Der alte Windgfällweiher hatte vor seiner Benützung als Durchlaufbecken für den Hangkanal zum Schluchsee hin einen völlig anderen Charakter: Er war damals um 1 m höher aufgestaut und hatte ein natürliches Einzugsgebiet von etwa 2,1 km², aus welchem dem Weiher etwa 2,3 Mio m³/Jahr zufließen, so daß bei einem damaligen Wasservolumen des Sees von ca. 600 000 m³ das Z V-Verhältnis etwa 3,8 betrug.

Heute ist nicht nur das Volumen des Weihers auf 400 000 m³ gesunken, sondern durch die Einleitung des aus dem Feldberggebiet kommenden Hangkanals ist der mittlere Jahreszufluß auf 28,4 Mio m³ erhöht, so daß Z V



Abb. 12 Windgfällweiher
(aus ELSTER & SCHMOLINSKY 1952/53)

jetzt = 71 ist, die Wassermasse des Sees also im Durchschnitt etwa alle 5 Tage erneuert wird! Und da das Hangkanalwasser aus größerer Höhe stammt und im Kanal bis zu seiner Mündung unterirdisch verläuft, ist das einströmende Wasser mit Ausnahme einer kurzen Frühjahrsspanne meist kälter als der See, schichtet sich daher am Grund ein und hebt das ältere Seewasser durch den künstlichen zum Schluchsee führenden Abfluß hinaus. Nur unter Eis bei Temperaturen unter 4°C kann sich der Zustrom zeitweise dicht unter die Eisdecke einschichten und schließlich das ganze Seewasser in allen Tiefen erheblich unter das Dichtemaximum abkühlen.

Inwieweit sich im Windgfallweiher überhaupt eine Schichtung und ein autochthoner Stoffwechsel entwickeln kann, hängt unter diesen Umständen ganz von der Wasserführung des Hangkanals ab: In Hochwasserperioden ist der See nur ein Durchstrombecken, versiegt dagegen der Hangkanal in trockenen Sommer- oder kalten Winterperioden nahezu, so bildet sich sehr schnell neben der fast stets vorhandenen, durch die Einstrahlung von oben bedingten thermischen auch eine deutliche chemische Schichtung aus. Das Jahr 1949 mit seinem trockenen Sommer und Herbst bietet ein gutes Beispiel für eine solche relativ „autochthone“ Seeperiode, in welcher der Hangkanal fast nur noch ein kleines stinkendes Abwasserrinnal von Altglashütten her brachte.

Ein „Epilimnion“ fehlt in den meisten Fällen und bei stärkerer Einstrahlung tagsüber stets, die „Sprungschicht“ beginnt dicht unter der Oberfläche und reicht bis zum Seeboden mit Temperaturdifferenzen bis zu über 6°C im Frühjahr und Sommer. Bei geringeren Temperaturdifferenzen und starker nächtlicher Ausstrahlung kann es auch jederzeit, selbst mitten im Sommer, zu nächtlicher Umschichtung kommen, und auch Kälterückschläge können jederzeit zu „Vollzirkulationen“ führen.

Die Wasserfarbe schwankte im Hangkanal zwischen 8 und 19, an der Seeoberfläche von 12 bis 27 Ohle $^{\circ}$, wobei sich bei geringer Wasserführung des Hangkanales der konstanter strömende tiefgefärbte Kähnerbach trotz seiner geringen Wasserführung stärker bemerkbar machte. In den tieferen Schichten von 2 m abwärts und besonders über Grund stieg die Farbtiefe bei gleichzeitig sinkenden Sauerstoffwerten schnell an und erreichte im Sommer und Herbst 1949 über Grund ein Maximum von 32 Ohle $^{\circ}$.

Die Sichttiefen schwankten zwischen 1,4 bis 3,5 m und lagen im Mittel bei 2,16 m, so daß also der größte Teil des Sees während längerer Zeitabschnitte bis zum Boden trophogen ist. Windwirkung und Wellenschlag am Ufer sowie der intensive Badebetrieb im Sommer bringen zusätzliche Trübungen in den See.

Unter Eis kann bei relativ schwachem Zustrom eine erhebliche Sauerstoffzehrung stattfinden. So sanken die Oberflächenwerte vom 13. 1 bis 28. 3. 1949 von 110 % auf 73 % des Sättigungswertes, über Grund vom 13. 1. bis 14. 2. von 61 % auf 32 %, doch füllte der Einfluß den O_2 -Gehalt

über Grund bis 28. 3. wieder auf 88 % auf. Im Frühjahr fanden wir häufig eine geringe Übersättigung bis zum Grunde oder bis 3 m, die sich später unter Abschwächung auf die oberen 1 bis 2 m beschränkte und gegen den Herbst zu verschwand, während gleichzeitig in Trockenperioden die Sättigungswerte über Grund auf 66 % fielen.

Die Karbonathärte schwankte in Abhängigkeit vom Hangkanal zwischen 0,42 bis 0,72, und der gesamte CO₂-Haushalt des Windgfällweihers wird in erster Linie durch den Zufluß regiert, der die biogene Zehrung in den oberen Schichten meist schnell wieder ausgleicht. So stiegen auch die pH-Werte maximal auf 7,07, lagen aber an der Oberfläche im Sommer meist zwischen 6,5 bis 6,7 und sanken bis zum Seeboden bis auf 5,95, sofern überhaupt eine pH-Schichtung vorhanden war.

Die Stickstoffversorgung des Windgfällweihers durch den Hangkanal ist recht gut: Im Winter 500 bis 750 mg/m³ Nitrate und nur geringe Ammonium- und Nitritmengen, im Sommer nicht unter 140 mg Nitrat, bei schwacher Wasserführung und starker Belegung der Kurorte bis 250 mg Ammonium und bis 15 mg Nitrit! Im See kann sich unter Eis eine starke Schichtung einstellen: So hatte der Weiher am 13. 1. 1949 in allen Tiefen 175 bis 190 mg Nitrat, unter 50 mg Ammonium und ca. 0,5 mg Nitrit. Am 14. 3. 1949 waren die Nitratwerte unter der Eisdecke auf 400 mg gestiegen, in 2 m Tiefe bei 190 mg geblieben, über Grund aber auf 90 mg, bei gleichzeitigem Sauerstoffschwund auf 32 % gefallen, während die Ammoniumwerte unter der Eisdecke unverändert geblieben, in 2 m auf 75 mg und über Grund auf 140 mg angestiegen waren. Der Hangkanal führte in dieser Zeit nur 30 mg Ammoniak, so daß die Nitratabnahme durch Denitrifikation, der Ammoniumanstieg durch Abbau organischer Stoffe und gleichzeitige Hemmung der Nitrifikation erklärt werden muß.

Auch im trockenen Hochsommer 1949 wurde das Nitrat im Windgfällweiher überraschend stark gezehrt, denn schon am 21. 7. war in 0 bis 3 m kein Nitrat mehr nachweisbar, und nur über Grund wurden noch 25 mg gefunden. Obwohl der allerdings sehr schwach rinnende Hangkanal im Sommer und Herbst 140 bis 260 mg Nitrat brachte, blieben die Nitrate im Weiher unter der Nachweisbarkeitsgrenze, und auch das Ammonium war in der oberen Hälfte der Vertikalprofile gerade noch nachweisbar und stieg nur über Grund im September auf 160 mg. Auch als der Hangkanal im November wieder reichlicher Wasser mit ca. 700 mg NO₃/m³ brachte, lagen die Nitratwerte im See mit 10 bis 65 mg noch immer außerordentlich niedrig. Wir müssen also annehmen, daß die Nitrate bzw. die anorganischen Stickstoffverbindungen in Trockenzeiten mit autochthonem Seestoffwechsel schnell zum produktionsbegrenzenden Minimumfaktor werden können.

Überraschenderweise lagen die Eisenwerte im Windgfällweiher relativ hoch und, mit einer Ausnahme im September 1949, wesentlich höher als im Hangkanal. Offenbar ist hierfür nicht nur der höhere Eisengehalt des

Kähnerbaches, sondern auch ein Eisenaustausch mit dem Sediment verantwortlich. So stieg am 14. 2. 1949 unter Eis die Eisenkonzentration auf dem Vertikalprofil von 130 mg in 0 m auf 500 mg über Grund, und am 21. 7. 1949 waren in 0 m 260 mg, in 3,8 m 1250 mg, im Hangkanal aber nur 130 mg Fe/m^3 vorhanden. Den 1250 mg Eisen am 21. 7. entsprachen 130 mg Mangan, das in den Oberflächenproben von Mai bis November 1949 stets in Mengen zwischen 20 bis 50 mg nachweisbar war.

Während die Eisenwerte durch ihre starke Schichtung überraschten, waren die Phosphatwerte auf den Vertikalprofilen relativ gleichmäßig verteilt und von den Eisenwerten völlig unabhängig. Dem Eisenmaximum über Grund am 14. 2. 1949 entsprach kein Phosphatmaximum, und am 21. 7. waren neben den 1250 mg Eisen und 130 mg Mangan nur 5 mg P (PO_4)/ m^3 vorhanden. Der Hangkanal brachte in der Sommersaison offenbar aus Abwässern stammende hohe Phosphatkonzentrationen bis 31 mg P/ m^3 , aber nur sehr wenig Wasser. Diese Phosphorzufuhren reichten offenbar nicht aus, den biogenen Bedarf zu decken, und die Phosphatkonzentrationen sanken im Juli 1949 auf Spuren (ca. 1 mg/ m^3), waren aber bis zum 19. 9. 1949 wieder auf ca. 7 mg gestiegen. Phosphor scheint also weniger als Stickstoff für die Rolle des Minimumstoffes im Windgfallweiher in Frage zu kommen.

VI. Der Mathisleweiher

Einige Bemerkungen seien angefügt über den Mathisleweiher, der mit 3,6 m größter und 2,3 m mittlerer Tiefe der flachste der untersuchten Seen ist, mit einem Z V-Verhältnis = ca. 23 aber wesentlich „autochthoner“ in seinem Stoffwechsel ist als der Windgfallweiher und zudem mit Oberflächenfarbwerten von 20 bis 33 Ohle° und Sichttiefen von 100 bis 150 cm der „dystrophste See“ im engeren Falkauer Arbeitsbereich ist und schon in den „polyhumosen“ Typ gehört. Ferner wird sein Stoffwechsel durch dichte Unterwasserpflanzenbestände beeinflusst, die vom Südwestteil bis zur Seemitte vordrangen und auch den vertikalen Austausch beeinträchtigten.

Der Schichtungsaufbau gleicht dem des Windgfallweihers: Nie wurde ein „Epilimnion“ gefunden, sondern das Temperaturgefälle begann stets dicht unter der Oberfläche und erreichte im Sommer trotz der geringen Tiefe über 7° C Differenz auf dem Vertikalprofil.

Der hohe Gehalt an gefärbten organischen Stoffen sowie verrottende Pflanzenreste bedingen unter der Eisdecke eine noch stärkere Sauerstoffzehrung als im Windgfallweiher. So fiel die Sauerstoffsättigung von der Oberfläche bis zum Grund am 7. 2. 1949 von 99 auf 10 %, am 25. 3. 1949 von 71 % bis unter 1 %, und die Bodenschicht war sauerstofffrei. Ohne die Zufuhr durch den Einfluß dürfte unter der lange anhaltenden bis über 50 cm dicken Eisdecke der ganze Sauerstoffvorrat des Weihers gezehrt werden können. Die Frühjahrsvollzirkulation und Schmelzwasser füllten das winterliche

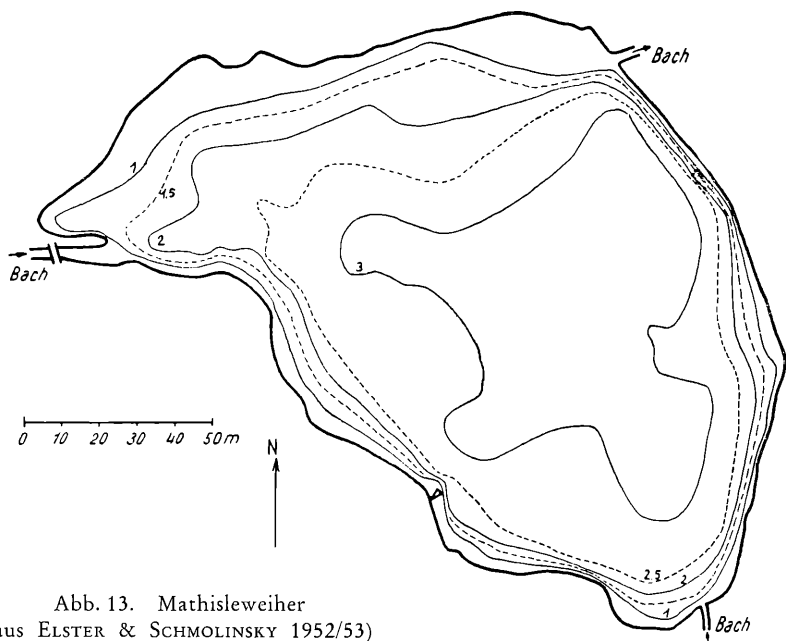


Abb. 13. Mathisleweiher
(aus ELSTER & SCHMOLINSKY 1952/53)

Sauerstoffdefizit weitgehend auf, doch fanden wir niemals Übersättigung im Jahreslauf, sondern nur ein schwaches Maximum in 1 m Tiefe bei Anstieg auch der Absolutwerte, also offenbar biogen bedingt. Doch schon im Juli 1949 hatte die Zehrung den Sauerstoffgehalt über Grund auf 2,7 mg/l = 39 % der Sättigung erniedrigt, das Maximum in 1 m Tiefe eingeebnet und auch die Oberflächenkonzentration auf 79 % der Sättigung gedrückt. Im Herbst sinkt während der Zirkulationsperiode der Sauerstoffgehalt auf dem ganzen Profil auf 52 bis 54 % der Sättigung, die Sauerstoffaufnahme aus der Atmosphäre und die biogene Sauerstoffproduktion können also die durch den Abbau der organischen Stoffe belastete Sauerstoffbilanz nicht ausgleichen.

Der hohen Sauerstoffzehrung entspricht eine hohe Kohlendioxydproduktion, welche die pH-Werte unterhalb 1 m stets unter 6 auf 5,6 bis 5,94 drückte. Das pH-„Epilimnion“ beschränkte sich auf die 0- bis 1-m-Schicht. Unter Eis wurde an der Oberfläche das pH-Minimum mit 5,7 gefunden, nach dem Eisaufbruch wurde das Jahresmaximum an der Oberfläche mit 6,15, in 1 m Tiefe mit 6,05 schon Mitte Mai erreicht, und von da an fielen die Oberflächen-pH-Werte allmählich wieder auf 5,9 bis Anfang Oktober. Hier sehen wir mit besonderer Deutlichkeit die Eigenart des CO₂-Haushaltes der dystrophen Seen: Nicht die Erdalkalibikarbonate regulieren als

Vorratsträger und Lieferanten den CO_2 -Haushalt, sondern der Abbau der organischen Stoffe liefert den CO_2 -Nachschub, dessen Größe somit von den Abbaubedingungen der organischen Substanz abhängt.

Überraschend hoch war die Silikatzehrung im Mathisleweiher: Der Zufluß brachte im Frühjahr 2000 bis 2300 mg Si/m^3 , im Sommer 3600 bis 4200 mg . Trotzdem fielen die Silikatkonzentrationen vom 25. 3. bis 19. 4. 1949 an der Oberfläche von 2500 auf 650 mg , über Grund von 3450 auf 1300 mg , und am 4. 10. 1949 waren an der Oberfläche noch 500, über Grund noch 610, im Einfluß aber 4200 mg zu finden! Diese starke vertikal deutlich gestaffelte Siliciumabnahme ist sicher nicht nur durch das Phytoplankton, sondern vor allem durch den Diatomeenaufwuchs auf den dichten Unterwasserpflanzenbeständen bedingt.

Auch der Stickstoffverbrauch ist rapider als im Windgfallweiher: Der Zufluß brachte im Winter ca. 500 mg , im Sommer 100 bis 150 mg/m^3 Nitrat und über 100 mg/m^3 Ammonium in den Weiher. Unter Eis stiegen an der Oberfläche die Nitratwerte, über Grund verschwanden die Nitrate völlig, so daß am 25. 3. 1949 in 0 m 550 mg , in 1,5 m 200 mg , über Grund $0 \text{ mg N (NO}_3\text{)/m}^3$ vorhanden waren. Die entsprechenden Ammoniummengen betrugen 65, 105 und 340 mg . Am 19. 5. 1949 waren auf dem ganzen Vertikalprofil noch 40 bis $50 \text{ mg Nitrate/m}^3$ vorhanden, am 25. 7. waren Nitrate in den oberen Schichten nicht mehr sicher nachzuweisen (unter 20 mg), nur über Grund fanden sich noch 30 bis 40 mg/m^3 , im Oktober war im ganzen See kein Nitrat mehr nachweisbar. Auch die Ammoniummengen fielen bis Mai auf 30 bis 40 mg im ganzen See, stiegen dann aber im Laufe des Sommers wieder etwas an, doch kam es über Grund zu keiner Ammoniumanreicherung.

Der Eisengehalt schwankte von 130 (Mai) bis 500 mg/m^3 (Oktober) an der Oberfläche und stieg im Sauerstoffmangelgebiet über Grund unter Eis auf 2000 mg , im Sommer auf über 3000 mg Fe/m^3 . Die Mangankonzentrationen lagen an der Oberfläche unter der Nachweisbarkeitsgrenze und stiegen im Sommer auf 50 mg/m^3 , während über Grund unter Eis bis 150 und im Sommer bis 200 mg Mn/m^3 gefunden wurden.

Die Phosphate erwiesen sich auch hier als weitgehend unabhängig von den Eisenwerten. Im Winter waren 3 bis $6 \text{ mg P (PO}_4\text{)/m}^3$ vorhanden ohne ein Maximum über Grund, von Mai bis Oktober fanden wir in 0 bis 2 m Tiefe nur Spuren unter 1 mg oder der Nachweis war in dieser Zone überhaupt fraglich, und über Grund war die höchste Sommerkonzentration 7 mg und stimmte mit der Konzentration des Einflusses nahezu überein. Daß starker biogener Verbrauch eine Ansammlung größerer Phosphatmengen über Grund verhindert hat, ist unwahrscheinlich, da auch unter der starken schneebedeckten Eisdecke trotz starken Sauerstoffschwundes und beträchtlicher Eisenanreicherung keine großen Phosphatmengen vorhanden waren.

Zusammenfassung

Die untersuchten Hochschwarzwaldseen gehören durch ihre geringe Karbonathärte (ca. 0,5 DH°), durch ihre bräunliche Wasserfarbe, die niedrigen pH-Werte, nach ihrem Sauerstoffhaushalt und durch eine Reihe anderer Eigenschaften zum dystrophen Seetyp oder stehen ihm doch nahe. Jeder der untersuchten Seen zeigt charakteristische Besonderheiten seines Stoffhaushaltes.

Der mesohumose Titisee verkörpert den Typus der Hochschwarzwaldseen noch relativ am ungestörtesten. Der jahreszeitliche Wechsel zwischen der sommerlichen Stagnationsperiode mit typischer Dreistockwerkschichtung, Herbstzirkulation, Winterstagnation und Frühjahrszirkulation wird beschrieben. Die Temperatursprungschicht ist im Sommer sehr scharf ausgeprägt und liegt zwischen 5 und 10 m. Die Einschichtungstiefe des Seebaches und sein Einfluß auf den Stoffhaushalt des Titisees werden geschildert. Die trophogene Zone mit überwiegendem Aufbau organischer Substanz reicht nur wenig tiefer als 5 m. Der Sauerstoffhaushalt zeichnet sich dadurch aus, daß biogene Übersättigungen nur kurzfristig und nur in geringfügigem Ausmaß auftreten, während die Sauerstoffzehrung im Hypolimnion und vom Boden her zu hohen Sauerstoffdefiziten und zu völligem Sauerstoffmangel in der Zone der Mikroschichtung über dem Seeboden in Stagnationszeiten führen. Der Kohlendioxydhaushalt ist durch das Fehlen der Bikarbonatreserven charakterisiert. Der CO₂-Nachschub stammt aus dem Zufluß und durch Oberflächenabsorption aus der Atmosphäre, vor allem aber aus der Zersetzung der organischen Stoffe im See. Die Anreicherung von aggressivem CO₂ über dem Seegrund hält sich in mäßigen Grenzen (unter 25 mg/l). Die Eigenfarbe des Titiseewassers ist in Stagnationsperioden deutlich geschichtet und steigt in den bodennahen Schichten rapide an. Die vor allem durch die Diatomeen bedingte Silikatzehrung im Titisee wird größenordnungsmäßig berechnet. Anorganische Stickstoffverbindungen sind vorwiegend als Nitrate vorhanden. Der Nachschub reicht zwar im Sommer nicht aus, den biologischen Verbrauch im Epilimnion zu kompensieren, doch verhindert er eine völlige Erschöpfung der anorganischen Stickstoffvorräte. Dagegen steht der Phosphor im Verdacht, zumindest in der zweiten Sommerhälfte als produktionsbegrenzender Minimumstoff zu wirken. Die Eisen- und Manganverbindungen werden im Titisee-Sediment schon bei noch relativ hohen Sauerstoffwerten in den bodennahen Schichten reduziert und erscheinen dann im Wasser des Hypolimnions, doch war keine Abhängigkeit zwischen Eisen, Mangan und Phosphat zu finden. Das Fe:P-Verhältnis schwankte zwischen 600 und 7,5! Die jahreszeitlichen Schwankungen der Konzentrationen einiger weiterer Stoffe und anderer Eigenschaften des Sees werden beschrieben.

Der oligohumose, grünlich gefärbte Feldsee ist nährstoffärmer (oligotroph) als der Titisee. Der Stoffhaushalt beider Seen wird verglichen. Im

Feldsee können die anorganischen Stickstoffverbindungen vom Frühsommer an zum produktionsbegrenzenden Minimumfaktor werden und verhindern eine völlige Erschöpfung der CO_2 - und P-Reserven.

Der Schluchsee ist in seinem Stoffhaushalt durch den unterirdischen künstlichen Zu- und Abfluß stark verändert. Die Jahresamplituden der Tiefentemperaturen sind wesentlich vergrößert (Abb. 9). Vor der Rheinbeileitung wurden dem See besonders durch das heraufgepumpte Albwasser sowie durch die natürlichen Zuflüsse Fischbach und Dresselbach bedeutende Nährstoffmengen (vor allem Phosphor und Stickstoff) zugeführt, so daß der CO_2 -Bedarf der intensivierten Phytoplanktonproduktion nicht gedeckt werden konnte und die pH-Werte in den oberen Schichten des schlecht gepufferten Sees auf über 9 stiegen. Seit der Rheinbeileitung ist der See durch einen größeren, wenn auch in Abhängigkeit von den künstlichen und natürlichen Zuflußverhältnissen schwankenden Bikarbonatgehalt besser gepuffert und hat größere CO_2 -Reserven.

Der Ursee ist ein großer vom Hochmoor umgebener Kolk, der zum großen Teil durch begehbbare Schwingrasen zugewachsen ist und stark durchströmt wird. Sein „Epilimnion“ umfaßt oft nicht einmal die 0- bis 1-m-Schicht ganz. Stoffwechselprodukte haben über Grund das spezifische Gewicht des Tiefenwassers über das temperaturbedingte Dichtemaximum hinaus erhöht und verhindern eine völlige Umschichtung des Ursees, der dadurch zum „meromiktischen“ Seetypus gehört. Der Ursee ist das einzige in unserem Gebiet untersuchte Gewässer, in welchem die Phosphatwerte über Grund mit den Eisenwerten kräftig ansteigen (bis 1000 mg/l). Weitere Besonderheiten des Ursee-Stoffwechsels werden besprochen.

Der Windgfallweier ist stark beeinflusst durch den Hangkanal, dessen Wasser sich meist am Grunde einschichtet, das ältere und wärmere Seewasser zum Abfluß hinausdrängt und im Jahr durchschnittlich 71mal den Wasserinhalt des Sees erneuert. Nur in zuflußarmen Perioden tritt der autochthone Stoffwechsel des Sees stärker hervor. Vor allem die Nitrate können bei längeren Stagnationsperioden schnell erschöpft werden.

Der Mathisleweiher ist der am stärksten gefärbte dystrophe Flachsee in unserem Gebiet und gehört zum „polyhumosen“ Typ. Starke Sauerstoffzehrung, hohe Kohlendioxidproduktion, niedere pH-Werte sowie ein starker biogener Verbrauch von Silikat und Nitrat charakterisieren den autochthonen Stoffwechsel des Mathisleweihers.

Literaturverzeichnis

- ABERG, B., & RODHE, W.: Über die Milieufaktoren in einigen südschwedischen Seen. — In: Symb. Bot. Ups. 5, 1942, S. 1—256.
- ECKSTEIN, H.: Untersuchungen über den Einfluß des Rheinwassers auf die Limnologie des Schluchsees. — In: Arch. Hydrobiol., Falkau-Schriften (im Druck).

- EINSELE, W. Über die Beziehungen des Eisenkreislaufs zum Phosphatkreislauf im eutrophen See. — In: Arch. Hydrobiol. **29**, 1936, S. 664—686.
- Über chemische und kolloidchemische Vorgänge in Eisenphosphat-Systemen unter limnochemischen und limnologischen Gesichtspunkten. — In: Arch. Hydrobiol. **33**, 1938, S. 361—387.
- Versuch einer Theorie der Dynamik der Mangan- und Eisenschichtung im eutrophen See. — In: „Naturwissenschaften“ **28**, 1940, S. 257—264.
- EINSELE, W., & VETTER, H.: Untersuchungen über die Entwicklung der physikalischen und chemischen Verhältnisse im Jahreszyklus in einem mäßig eutrophen See (Schleensee bei Langenargen). — In: Int. Rev. Hydrobiol. **36**, 1938, S. 285—324.
- ELSTER, H.-J.: Beobachtungen über das Verhalten der Schichtgrenzen nebst einigen Bemerkungen über die Austauschverhältnisse im Bodensee (Obersee). — In: Arch. Hydrobiol. **35**, 1939, S. 286—346.
- Beiträge zur limnochemischen Methodik. — In: Arch. Hydrobiol., Falkau-Schriften I, 1952, S. 286—304.
- Limnologische Untersuchungen im Hypolimnion verschiedener Seentypen. — In: Mem. Ist. Ital. Idrobiol. de Marchi, Suppl. **8**, 1955 a, S. 83—119.
- Beiträge zur Limnochemie der Hochschwarzwaldseen I. — In: Arch. Hydrobiol., Falkau-Schriften II, 1955 b, S. 1—64.
- Beiträge zur Limnochemie der Hochschwarzwaldseen II. — In: Arch. Hydrobiol., Falkau-Schriften III, 1957, S. 247—280.
- Das limnologische Seentypensystem, Rückblick und Ausblick. — In: Verh. Int. Ver. Limnol. **13**, 1958, S. 101—120.
- Beiträge zur Limnochemie der Hochschwarzwaldseen III. — In: Arch. Hydrobiol., Falkau-Schriften III, 1959, S. 361—384.
- Beiträge zur Limnochemie der Hochschwarzwaldseen IV (Schluß). — In: Arch. Hydrobiol., Falkau-Schriften (im Druck).
- Stoffkreislauf und Seentypensystem als zentrale Probleme der Limnologie. — In: „Naturwissenschaften“ (im Druck).
- ELSTER, H.-J., & EINSELE, W.: Beiträge zur Hydrographie des Bodensees (Obersee). — In: Int. Rev. Hydrobiol. **35**, 1937, S. 520—585.
- Beiträge zur Hydrographie des Untersees (Bodensee). — In: Int. Rev. Hydrobiol. **36**, 1938, S. 241—284.
- ELSTER, H.-J., & SCHMOLINSKY, F.: Morphometrie, Klimatologie und Hydrographie der Seen des südlichen Schwarzwaldes I. — In: Arch. Hydrobiol., Falkau-Schriften I, 1952/53, S. 157—211 und S. 375—441.
- HUTCHINSON, G. E.: A Treatise on Limnology. I: Geography, Physics and Chemistry, 1957, S. 1—1015. John Wiley and Sons, Inc., New-York, and Chapman and Hall, Ltd., London.
- KLOTTER, H. E.: Eine Wasserblüte von *Peridinium pusillum* (PEN) LEMM. — In: Arch. Hydrobiol., Falkau-Schriften I, 1951, S. 144—156.
- Die Algen in den Seen des südlichen Schwarzwaldes I. — In: Arch. Hydrobiol., Falkau-Schriften I, 1953, S. 442—485.
- OHLE, W.: Kolloidgele als Nährstoffregulatoren der Gewässer. — In: „Naturwissenschaften“ **25**, 1937, S. 471—474.

- RODHE, W.: Environmental requirements of freshwater plankton algae. — In: Symb. Bot. Ups. 10, 1948, S. 1—149.
- SCHMOLINSKY, F.: Einige Ergebnisse vergleichender Lichtmessungen an Seen des Hochschwarzwaldes und der Schweiz. — In: Arch. Hydrobiol., Falkau-Schriften I, 1954, S. 615—632.
- STEEMAN-NIELSEN, E.: The use of radioactive Carbon (C^{14}) for measuring organic production in the sea. — In: Cons. Int. Explorat. Mer 18, 1952, S. 117—140.
- THIENEMANN, A.: Die Binnengewässer Mitteleuropas. — In: „Die Binnengewässer“, Band I, 1925, S. 1—255, Schweizerbart, Stuttgart.
- Der Sauerstoff im eutrophen und oligotrophen See. — In: „Die Binnengewässer“, Band IV, 1928, S. 1—175.
- WÜLKER, W.: Lebenszyklus und Vertikalverteilung der Chironomide (Dipt.) *Sergentia coracina* ZETT im Titisee. — In: Verh. Int. Ver. Limnol. 14 (im Druck).
- WUNDT, W.: Die Hydrographie des Feldberggebietes. — In: „Der Feldberg“, Freiburg i. Br., 1948. Verlag L. Bielefeld.

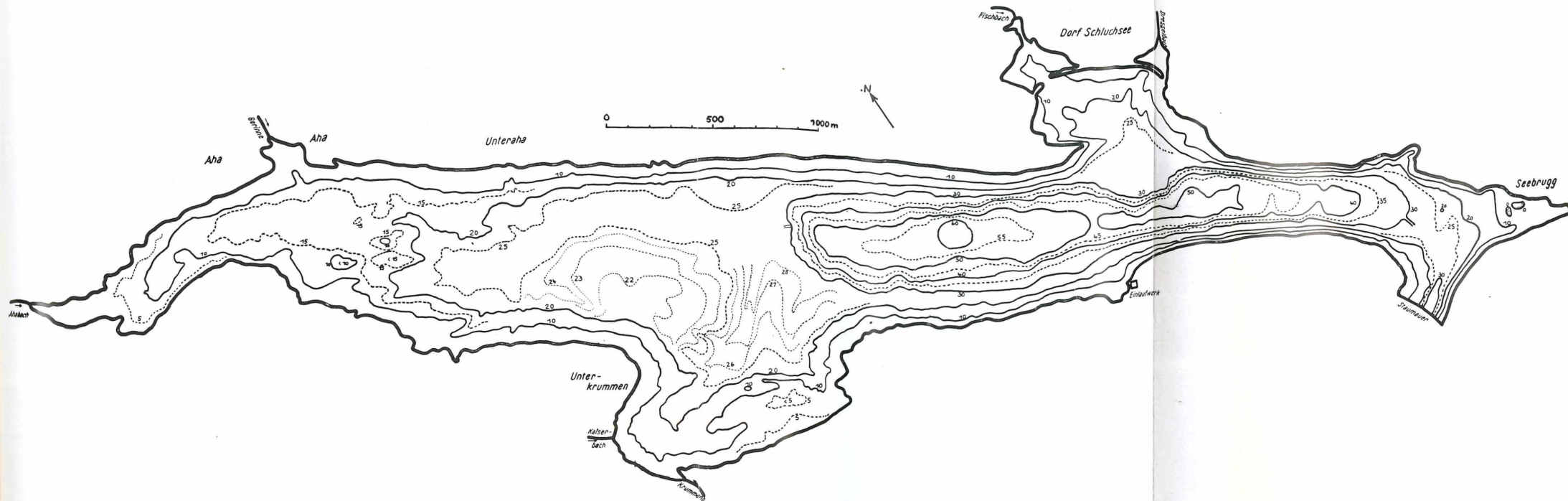


Abb. 8. Schluchsee (nach der topographischen Karte 1 : 5000)