

Die thermischen Verhältnisse im Zürichsee zwischen 1937 und 1963 und ihre Beeinflussung durch meteorologische Faktoren

Von
INGE KUTSCHKE

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	48
I. Von der Notwendigkeit fortlaufender Seeuntersuchungen	50
II. Problemstellung	51
III. Ausgangsmaterial	52
1. Geographisch-morphologische Orientierung	52
2. Temperaturmessungen im Zürichsee	53
3. Hydrothermische und meteorologische Daten	54
4. Einwände zu den Messwerten	56
IV. Arbeitsmethoden	56
V. Temperaturverhältnisse an horizontal und vertikal verschiedenen Messstellen	57
1. Oberflächentemperaturen von Stäfa bis zur Quaibrücke	57
a) Abgrenzung des Begriffs «Oberfläche»	57
b) Durchschnittliche Monatstemperaturen	58
c) Extremtemperaturen	62
2. Vertikaler Temperaturvergleich	63
a) Temperaturmittel aus den Messungen bei Wädenswil, Thalwil und Wollishofen, dargestellt pro Monat und Jahr für die Tiefenstufen von 10, 20, 30 und 40 Metern	63
b) Jahresgang und -amplituden der Durchschnitts- und Extremtemperaturen von 0 bis zu 50 Metern Tiefe	67
c) Zusammenfassende Darstellung der durchschnittlichen Jahresschwankungen von 0 bis zu 140 Metern Tiefe.	69
3. Die Temperatursprungschicht	71
a) Zur Frage des Gebrauchs verschiedener Termini	71
b) Ausgangsbedingungen für vergleichende Sprungschichtuntersuchungen	71

c) Unser Vorgehen beim Einmessen der Sprungschichten	72
d) Zur Wahl unseres Ausgangsmaterials	73
e) Lage, Mächtigkeit und Gradient der monatlichen Sprungschicht vom Mai bis zum November	74
VI. Der Wärmeinhalt des Zürichsees	78
1. Zur Berechnung des Wärmeinhaltes	78
2. Der Kaloriengehalt des Zürichsees pro Monat und Jahr von 1937 bis 1963	79
a) Chronologischer und quantitativer Vergleich der Wärmemengen	84
b) Ermittlung monatlicher Normalwerte der Mitteltemperaturen	88
c) Klassifizierung der Seejahre auf Grund ihrer Mitteltemperaturdurchschnitte	89
3. Zur Frage der Periodizität von hohen und tiefen Jahresmitteltemperaturen	91
VII. Meteorologische Einflüsse auf die Veränderungen von Seetemperaturen	93
1. Mannigfaltigkeit der die Seethermik bestimmenden Faktoren	93
2. Aufzeichnungen von Lufttemperaturen, Sonnenscheindauer, relativer Feuchtigkeit und Windgeschwindigkeiten im Vergleich zu monatlichen Seemitteltemperaturen	94
3. Korrelationsstatistische Untersuchungen	96
a) Gegenüberstellung der jahreszeitlichen Veränderungen von Luft- und Seetemperaturen	96
b) Gegenüberstellung der monatlichen Veränderungen von Sonnenscheindauer, Luft- und Seeoberflächentemperaturen	101
4. Vorhersage von Wasseroberflächentemperaturen aus den monatlichen Mitteln der Lufttemperaturen	106
VIII. Die Seegröfni 1963	109
1. Rückblick auf bereits vorgestellte Temperaturbeobachtungen und Hervorhebung der Luft- und Seetemperaturverhältnisse im Winter 1962/63	109
2. Seetemperatur- und Witterungsverhältnisse vor, während und nach der totalen Ober- flächenvereisung	111
IX. Zusammenfassung	115
Summary	117
Literaturverzeichnis	119
Verzeichnis der Abbildungen	123
Verzeichnis der Tabellen	123

Vorwort

Was jedem Menschen heute und seit jeher aus der Erfahrung vertraut ist, das konnte erst im späten 18. Jahrhundert zum Gegenstand der Forschung werden: die zu bestimmten Zeiten unterschiedlichen Wärmeverhältnisse in ein und demselben oder in dem einen und anderen eng benachbarten See.

Durch die Erfindung des Thermometers war ein Instrument vorhanden, mit dem «die Bewegungsenergien aller Atome und Moleküle in einem System» (Temperatur-Definition nach LINUS PAULING) gemessen werden konnten.

DE SAUSSURE und DE LA BECHE publizierten die ersten Vertikalprofile der Temperaturen von schweizerischen Alpenseen, in denen trotz der groben Messverfahren bereits eine Stratifikation zu erkennen war. Mit der technischen Weiterentwicklung der Thermometer wurden auch die Kenntnisse über Seetemperaturen bedeutend verfeinert.

Wir wissen heute, dass die thermischen Verhältnisse primär von der geographischen Position und der Morphologie der Seebecken abhängen. Der letztgenannte Faktor, der nirgends ein zweitesmal in den gleichen Massen anzutreffen ist, bringt es mit sich, dass selbst Seen in annähernd gleicher geographischer Lage nie vollkommene Übereinstimmung zeigen und deshalb als ein Individuum angesehen und als ein solches erforscht werden müssen.

Durch Regierungsratsbeschlüsse wird seit Jahrzehnten der Zürichsee hinsichtlich seines chemischen, hygienisch-bakteriologischen, biologischen und ästhetischen Zustandes beobachtet. Die meisten Publikationen befassen sich mit der Dynamik des Stoffhaushaltes.

Es war wünschenswert, langjährige Temperatúraufzeichnungen einer systematischen Analyse und Interpretation zu unterziehen, weil das anorganische und das organische Geschehen wesentlich durch die Wärmeverhältnisse mitbeeinflusst werden. Diese Arbeit wurde angeregt durch meinen verehrten Lehrer Herrn Professor Dr. E. A. THOMAS. Er verstand es, durch seine Vorlesungen mein Interesse für diesen Forschungszweig wachzurufen und durch wertvolle Hinweise die Arbeit zu fördern. Ihm gilt mein besonderer Dank.

Herrn Professor Dr. H. BOESCH, dem Direktor des Geographischen Institutes der Universität Zürich, spreche ich meinen Dank aus für die Zustimmung zu dieser Untersuchung und für seine wegweisenden Anregungen in den Besprechungen.

Danken möchte ich auch Herrn PD. Dr. M. SCHÜEPP von der Meteorologischen Zentralanstalt in Zürich, durch dessen aufgeschlossene Hilfsbereitschaft die Lösung manchen Problems gefördert wurde.

Dank schulde ich fernerhin Herrn R. WIDMER, Bezirkslehrer in Aarau, der ein von ihm aufgestelltes Programm für die statistischen Berechnungen auf der IBM 1620 zur Verfügung stellte und die Arbeit auf der Maschine überwachte.

Für die Einführung in die Praxis der limnologischen Messverfahren und die Bereitstellung der Protokollbücher mit den Temperatúraufzeichnungen danke ich Herrn Dr. H. LÜÖND vom städtischen Wasserlaboratorium und den Herren W. SCHNEEBELI, R. SPRING und A. WEIDMANN vom kantonschemischen Laboratorium, Zürich.

Meinen Eltern bezeuge ich herzlichen Dank! Durch ihre verständnisvolle Anteilnahme erleichterten sie mir den Weg durch das Studium und diese Arbeit.

Besten Dank spreche ich dem Stiftungsrat und der Stipendienkommission der MARTHA-SELVE-GERDTZEN-Stiftung für die grosszügige Stipendiengewähr aus; ohne sie hätte ich weiterhin erwerbstätig sein müssen, wodurch sich Aufnahme und Abschluss dieser Arbeit über unbestimmte Zeit verzögert hätten.

Die Stiftung der Wirtschaft zur Förderung des Gewässerschutzes in der Schweiz bewilligte einen Druckkostenbeitrag; auch dieser Stiftung danke ich sehr für ihre die Publikation ermöglichende Leistung.

I. Von der Notwendigkeit fortlaufender Seeuntersuchungen

Die Lieblichkeit der Seelandschaft, der Reiz des jahreszeitlichen Wechsels oder aber der Schrecken eines Schiffsunglücks regten in früheren Jahrhunderten Veröffentlichungen über den Zürichsee an. Auch heute noch liefert er dem Lokalteil unserer Zeitungen Stoff, besonders während einer Gfrörni oder bei Badebeeinträchtigungen durch Uferverschmutzungen. Aufmerksam werden die Nachrichten von den Seeanwohnern und von den Fischern, Anglern und Wassersportlern verfolgt, für die der See das Medium ihrer Freizeit ist. Darüber hinaus hat er seit dem Ende des vorigen Jahrhunderts eine weitere Bedeutung gewonnen, die die ästhetische, sportliche und wirtschaftliche übertrifft: durch die immer dichter werdende Besiedlung seiner Ufer und seiner weiteren Umgebung wurde ein grösseres Wasserreservoir als Quellen und Grundwasser es darzustellen vermochten, benötigt, und hier bot der See seine unerschöpflich scheinende Wassermasse an.

In jener Zeit bildeten sich an den Hochschulen die Einzeldisziplinen der Naturwissenschaften immer stärker heraus: die ersten Lehrstühle für Biochemie, Bakteriologie, Geographie, Landesplanung etc. wurden eingerichtet. Zu den neuen Untersuchungsobjekten gehörte auch der See. Nach einer Typhusepidemie im Jahre 1884 erstellte eine «Erweiterte Wasserkommission» der Stadt Zürich ein Gutachten, dessen Vorschläge zur Verbesserung der Wasserversorgung bereits von eingehenden chemischen und bakteriologischen Untersuchungen des unteren Seebeckens ausgehen konnten. Dissertationen, Jahresberichte und Zeitschriftenartikel lieferten fortan Beiträge zu einer naturwissenschaftlichen Zürichseeforschung, auf deren Geschichte seit 1890 MINDER (1938) und THOMAS (1965) eingehen. In den letzten Jahrzehnten waren die Forscher teils Mitarbeiter der kantonalen und städtischen Institutionen, denen die Trinkwasser- und Abwasserkontrolle und der Gewässerschutz oblagen, teils Privatgelehrte. Die Zahl der Veröffentlichungen wuchs rasch, zunächst bedingt durch die lebenswichtige Aufgabe der Wasserversorgung der sich ständig erweiternden Stadt, sodann durch die Verfeinerung naturwissenschaftlicher Arbeitsmethoden und die Spezialisierung in den Wissensgebieten. Es wäre eine wertvolle Aufgabe, Ergebnisse aus diesen Arbeiten in einer Übersicht zusammenzustellen, offenbleibenden Fragen in geplanten Untersuchungsreihen nachzugehen, um schliesslich mit einer Monographie einen umfassenden Beitrag an die vergleichende limnologische Arbeit leisten zu können. Bei dem heutigen Stand der Forschung würde es einer gemeinsamen Planung durch viele Wissenschaftler, anschliessend der Aufteilung und Ausführung von kurz- und langfristigen Detailaufgaben und nicht zuletzt eines übergeordneten, von den Teilnehmern akzeptierten Forschungsleiters bedürfen, damit ein gezieltes Vorhaben mit der grösstmöglichen Wahrscheinlichkeit auch verwirklicht werden könnte. Ein gutes Beispiel für das Ergebnis von Teamarbeiten stellen die Monographien von FOREL (1892—1904), STANKOVIC (1960) und KOSHOV (1963) dar.

Für das hiesige Objekt werden vorerst noch Einzelarbeiten geleistet wie die vorliegende. Die Schreiberin befasst sich als Geographin mit der Teilstudie eines Sees, der als solcher dem Elementarkomplex Kruste-Wasser-Luft im «Logischen System der Geographie» nach BOBEK und SCHMITHÜSEN (1957) angehört.

II. Problemstellung

Zur Beschreibung eines Seekörpers gehören die aus zahlreichen Beobachtungsreihen gewonnenen Aussagen über seine physikalischen, chemischen und biologischen Eigenschaften. Dabei bilden die Temperaturverhältnisse die wichtigste Interpretationsgrundlage, so dass RUTNER (1962) «die Thermik als den Angelpunkt jeder limnologischen Forschung» bezeichnen konnte und wir sie zum Thema unserer Arbeit gemacht haben.

Wie oft in der angewandten Wissenschaft, so fallen auch in meteorologischen Stationen und bei hydrobiologischen Aufzeichnungen unzählige Daten an, die oft für die Forschung wegweisend wären, wenn sie ausgewertet vorlägen. Die dafür erforderliche Zeit fehlt aber den meisten Wissenschaftlern, weil sie in erster Linie ihrer beruflichen Verpflichtung als akademische Lehrer, Gutachtenexperten oder Verwaltungs- und Planungsspezialisten nachgehen müssen; und für die jungen Adepten der Wissenschaft sind experimentelle Arbeiten anziehender als die Aufarbeitung und Systematisierung von Messreihen, aus denen sich eine Erweiterung des naturwissenschaftlichen Erkenntnisbereiches ergeben soll. Dennoch vermögen nüchterne Zahlenkolonnen zu faszinieren, wenn sie verarbeitet und geordnet zur Interpretation vorliegen. Dann kann hinter ihnen ein Ordnungsprinzip sichtbar werden, mit dem sich natürliche Vorgänge gesetzmässig erklären und Hypothesen für eine induktive Forschung aufstellen lassen.

In der vorliegenden Arbeit ist der Versuch unternommen worden, Einblick in die Temperaturverhältnisse im Zürichsee und in die determinierenden Faktoren zu gewinnen. Auf der Grundlage von 23 000 Seetemperaturmessungen aus 24 Jahren und weit zahlreicheren meteorologischen Aufzeichnungen aus der Meteorologischen Zentralanstalt (MZA), Zürich, sollte folgenden Fragestellungen nachgegangen werden:

In welchem Masse variieren die Seetemperaturen sowohl in räumlicher als in zeitlicher Hinsicht?

Wie sieht der «typische» Temperaturverlauf über ein Jahr in den einzelnen Tiefenstufen aus?

Nach welcher Methode könnten vergleichende Sprungschichtuntersuchungen angestellt werden?

Wie gross ist der mindeste Wärmehalt des Sees; wieviel Wärme hat er in den einzelnen Jahren und im Durchschnitt aufgenommen und abgegeben?

Lassen sich nach Ermittlung eines hydrothermischen Normalwertes warme, kalte und durchschnittliche Jahre wie in der Klimatologie unterscheiden und eine Vielzahl von Jahren danach klassifizieren?

Gibt es eine periodische Wiederkehr von Jahren, in welchen der See maximale und minimale Seemitteltemperaturen aufweist?

Lassen sich die Veränderungen der Seetemperaturen mit Variationen meteorologischer Faktoren in Zusammenhang bringen?

Führen die hydrothermischen und meteorologischen Aufzeichnungen im Winter 1962/63 zu weiteren Erkenntnissen über die Ursachen für das Zustandekommen einer Seegfröni?

III. Ausgangsmaterial

1. Geographisch-morphologische Orientierung

Der Zürichsee liegt im nordostschweizerischen Mittelland. Die ersten Lotungen der Seetiefe wurden 1853/54 ausgeführt und später auf den zahlreichen Blättern vom Zürichsee im Masstab 1 : 25 000 im Siegfriedatlas veröffentlicht (Blattnummern vgl. WASER, 1939). Die Eidgenössische Landestopographie unterliess bei einer Neubearbeitung und -auflage der betreffenden Karten die Eintragung der Isobathen, was zu bedauern ist, denn Schiffahrtsgesellschaften, Fischereiverbände und die Wasserversorgung wie auch die Seepolizei brauchen Masszahlen der Tiefen; auch für die angewandte und die Grundlagenforschung, wie zum Beispiel für die Geomorphologie, sind die Isobathen ein Bezugssystem bei Problemstellungen und Hypothesenbildung, was aus den Arbeiten von AEPPLI (1884), HEIM (1891), GOGARTEN (1910), PAVONI (1953) und RINGGER (1964) hervorgeht. Ebenso müssen unsere Temperaturinterpretationen unter anderm von der horizontalen und vertikalen Gliederung des Beckens und des Wasservolumens ausgehen.

Mit den Abb. 1 und 2 wollen wir einen Überblick über die Oberflächen- und die Beckengestalt des Sees und die Lage der Messstationen geben, an denen unser Datenmaterial gewonnen wurde. Sie liegen auf der Längsachse des Sees und werden mit

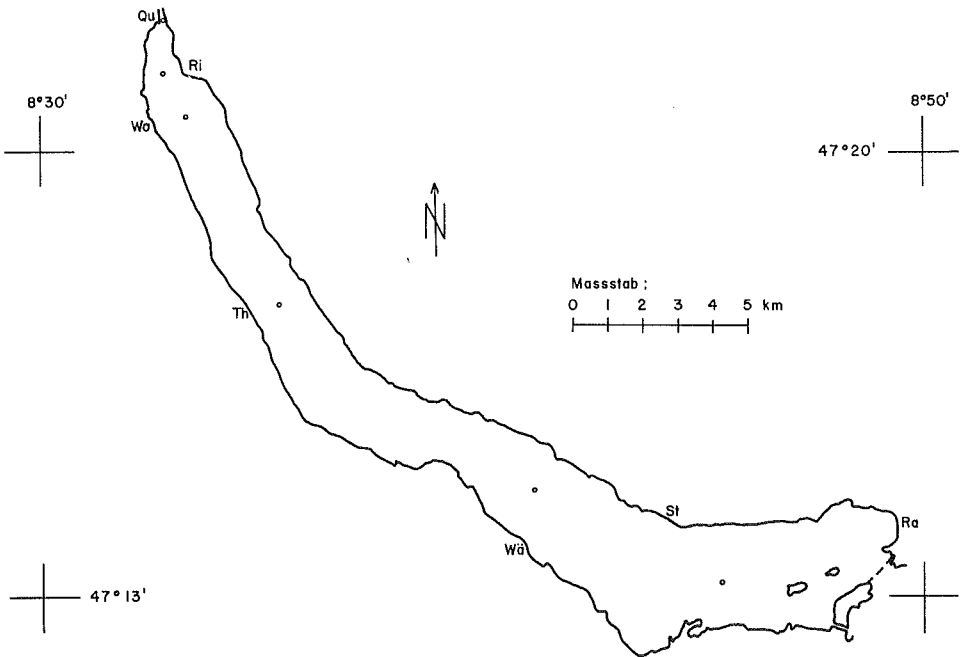


Abb. 1. Oberflächenform des Zürichsees (ohne Zürich-Obersee).

Ra = Rapperswil, St = Stäfa, Wä = Wädenswil, Th = Thalwil, Wo = Wollishofen, Ri = Riesbach, Qu = Quaibrücke Zürich.

ihrem jeweils tiefsten Punkt im Längenprofil sichtbar, das von WASER (1939) übernommen wurde.

Bei NYDEGGER (1957) findet sich noch ein auf Grund «genauester Karten der Eidgenössischen Landestopographie» (S. 14) konstruiertes hypsographisches Diagramm. Der nun folgenden Übersicht liegen für die Volumina die Angaben vom kantonschemischen Laboratorium, Zürich, zugrunde (Tab. 1).

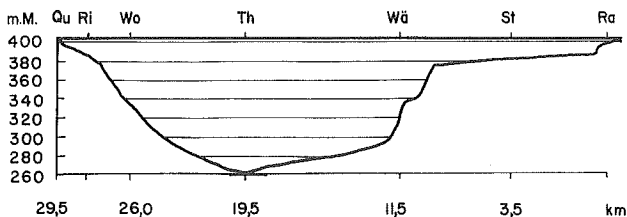


Abb. 2. Längsprofil des Zürichsees (WASER 1939), Distanz in km vom Damm Rapperswil aus, nach THOMAS (1956/57).

Tabelle 1. Geographische, morphologische und hydrologische Angaben

Geographische Lage	47° 11'—47° 22' n. Br., 8° 36'—8° 49' ö. L.	
Meereshöhe m	409,23	
Oberfläche km ²	67,3	
Länge km	28,0	
Mittlere Breite km	2,4	
Grösste Tiefe m	140 ¹	
Mittlere Tiefe m	54,0 ²	
Volumen km ³	3,4 ²	
Volumen m ³ · 10 ⁶	0—10 m = 687,5	60—80 m = 403,2
	10—20 m = 521,2	80—100 m = 331,3
	20—40 m = 650,3	100—120 m = 251,5
	40—60 m = 495,5	120—140 m = 85,4

¹ Die Angaben der grössten Tiefe des Zürichsees schwanken. PFENNINGER (1902) nennt 140 m, WASER (1939) 142 m, THOMAS (1956/57) 140 m, NYDEGGER (1957) 142,5 m und ZIMMERMANN (1961) schreibt: «Entgegen früheren Lotungen anderer Autoren gelang es uns nie, eine grössere Tiefe als 134 m einwandfrei festzustellen. Doch können bei dieser Tiefe kleine Unstimmigkeiten der Messwerke bereits mehrere Meter Differenz ergeben» (S. 357). Auch die Notizen über die grösste Mess-tiefe bei städtischen und kantonalen Befahrungen variieren, so dass ich mich in den Tabellen und Darstellungen an eine gerundete Angabe von 140 m halten werde.

² ZÜLLIG (1942) versuchte, mit verschiedenartigen Mess- und Rechenmethoden Volumen und mittlere Tiefe des Ober- und Untersees zu bestimmen. Seine Ergebnisse weichen untereinander und von den in der Literatur veröffentlichten ab, was er auf die unterschiedliche Genauigkeit des benutzten Kartenmaterials zurückführt. Seine Daten betragen für die mittlere Tiefe 45,4 bis 57,7 m und für das Volumen 3,1 bis 3,9 km³.

2. Temperaturmessungen im Zürichsee

Regelmässige Temperaturmessungen werden seit der Erfindung der leicht transportierbaren Thermometer in vielen fliessenden und stehenden Gewässern vorgenommen. Anfangs konnten nur die Oberflächentemperaturen ermittelt werden, später,

mit dem 1879 von NEGRETTI und ZAMBRA in London konstruierten Umkippthermometer, auch die Temperaturen tieferer Wasserschichten.

PFENNIGER (1902) veröffentlichte für den Zürichsee erstmals eine mehrjährige Reihe von Temperaturmessungen, die er auf Anregung der Wasserversorgung der Stadt Zürich durchführte. Später setzte die Physikalische Gesellschaft, Zürich, die Messungen fort, bis 1936 und 1945 durch Regierungsratsbeschlüsse das Befahrungsprogramm festgelegt wurde. Über den Verlauf solcher Probenahmen berichten ausführlich GONZENBACH (1929/1933), WASER (1939) und ZIMMERMANN (1961). Es ist zu ergänzen, dass die Daten vom kantonschemischen Laboratorium durch Verwendung des Normal-Kippthermometers an der Friedingerschen Schöpfflasche von 1936 bis heute gewonnen wurden, indes vom städtischen Laboratorium seit einiger Zeit durch Thermistorensonden auf elektrischem Wege die vertikalen Temperaturen jeder Messstelle fortlaufend registriert werden.

3. Die hydrothermischen und meteorologischen Daten

Die kantonalen und städtischen Protokolle, die nach jeder Seebefahrung mit allen an Bord des Schiffes und im Labor gemachten Befunden angelegt werden, lieferten die Temperaturwerte für diese Arbeit. Wir entnahmen den kantonalen Aufzeichnungen von sechs Messstellen alle monatlichen Daten von Januar 1937 bis und mit Dezember 1940 und von Januar 1946 bis und mit Dezember 1963. In den Jahren 1941 bis 1945 wurde der See nur episodisch befahren, aber durch die monatlichen Messungen vom städtischen Laboratorium konnten ab Januar 1944 die Zahlenlücken geschlossen und das vorhandene Material ergänzt und bis inklusive 1963 mitverarbeitet werden. Diese doppelte Registrierung betrifft die Messstelle bei Thalwil, deren Lage im sonst unterschiedlichen Befahrungsprogramm von Kanton und Stadt übereinstimmt.

Voll auswertbar waren also 24 Jahre: 1937 bis inklusive 1940 und 1944 bis inklusive 1963. Die Probenahmestellen, auf die wir uns im folgenden beziehen, betrafen bis 1946 nur die Seemitte bei Wädenswil, Thalwil und Wollishofen und an der Quai-Brücke, ab 1946 kamen die Temperaturentnahmen bei Stäfa und seit Ende 1947 die bei Riesbach hinzu. Ein Einblick in die Protokollbogen zeigt die Tiefen an, für die pro Jahr und Monat die Eintragungen vorliegen, die unser Ausgangsmaterial bildeten.

Nicht immer wurde in gleichen vertikalen Abständen gemessen; zur Zeit der Homothermie und bei Annäherung an diese liegen die Messresultate verständlicherweise 10 m und mehr auseinander, dagegen folgen vom Beginn der Sommerstagnation an bis zur Aufhebung der Sprungschicht die Daten in kurzen Vertikaldistanzen, wobei die Messtiefen der Stadt und des Kantons bei Thalwil zum Teil unterschiedlich sind, sich daher ergänzen und bis zu 10 und 15 m Tiefe vielfach die Zustände je 50 cm festgehalten sind (Tab. 2).

Die meteorologischen Werte, wie Sonnenscheindauer in Stunden/Monat, durchschnittliche Lufttemperatur pro Monat und Jahr und durchschnittliche Windgeschwindigkeit in km/Stunde und Monat entnahmen wir den «Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt», Zürich. Die Beobachtungsstation liegt 163 m über dem Zürichsee.

Tabelle 2. Die horizontalen und vertikalen Probenahmestellen des kantonalen und des städtischen Laboratoriums

Ort	Tiefe m	° C Jan.	Ort	Tiefe m	° C Jan.	
St	0		Wo	0		
	5			5		
	10			10		
	15			15		
	17,5			20		
	20			30		
Wä	0			40		
	5			50		
	10			60		
	15			67		
	20			Ri	0	
	30				5	
	40				10	
	50				15	
	60		17,5			
	68		20			
Th	0		Qu	0		
	2,5			5		
	5		Th	0	= städt. Messungen	
	7,5			1		
	10			2,5		
	12,5			5		
	15			6		
	17,5			7		
	20			8		
	25			9		
	30			10		
	40			10,5		
	50			11		
	60			12		
	70			15		
	80			20		
	90			25		
100		30				
110		40				
120		60				
130		80				
140		90				
		100				
		110				
		120				
		130				
		134				

St = Stäfa, Wä = Wädenswil, Th = Thalwil, Wo = Wollishofen, Ri = Riesbach, Qu = Quai-
brücke.

4. Einwände zu den Messwerten

Auf Grund der bisherigen Ausführungen könnte man uns entgegenhalten, dass unser Datenmaterial für gesicherte Aussagen und besonders für Korrelationen ungleichwertig sei, weil die Seetemperaturen, die nur einmal monatlich und auch dann nicht immer zur selben Stunde je Ort aufgenommen wurden, zu meteorologischen Daten in Beziehung gesetzt werden sollen, die täglich dreimal nach genauem Zeitplan notiert wurden.

Wollte man dem tageszeitlichen Rhythmus der Lufttemperatur und den schnell wechselnden Witterungserscheinungen in ihrem unmittelbaren Einfluss auf die Seethermik nachgehen, so wären für sechs Lokalitäten sechs Boote erforderlich, damit je Tiefenstufe gleichzeitig Messungen vorgenommen werden könnten. Ferner müssten, wegen der unterschiedlichen Exposition der einzelnen Seepartien, die meteorologischen Daten an Ort und Stelle gewonnen werden. Die Einhaltung solcher Bedingungen würde einen finanziellen und personellen Aufwand erfordern, der vermutlich nur über kurze Zeit gestellt werden könnte. Eher liessen sich für Detailstudien Thermographen in den pelagischen Bereich bringen, wie sie schon häufig an Uferstationen von Seen und Flüssen anzutreffen sind. Darüber berichten CHURCH (1942), MORTIMER (1953), NYDEGGER (1957), MCCOMBIE (1959) und DEANE (1963). Ferner sollten in gleicher Höhe an beiden Ufern die meteorologischen Beobachtungen registriert werden können, damit nach Monaten oder Jahren eine statistische Auswertung möglich wäre, deren Plan aber wegen der Datenverschlüsselung von Anfang an entworfen sein müsste.

Trotz dieser Einwände können unsere Daten zur Forschungsgrundlage werden, weil durch das generalisierende Moment in einer Longitudinalstudie und die Spezifität des Wassers die gesuchten Durchschnitts- und Verhältnisangaben ausgewogen werden und unter Berücksichtigung der vorgegebenen Relationen ursächliche Zusammenhänge interpretierbar sind.

IV. Arbeitsmethoden

Die Verarbeitung umfangreicher Zahlenkolonnen zielt in erster Linie darauf ab, Sachverhalte so darzustellen, dass sie sich dem Leser, der Auskunft und Vergleichsmöglichkeiten gewinnen will, übersichtlich und logisch präsentieren. Je nach Ausgangsmaterial und gewünschter Information bedient sich der Interpret der Beschreibung und der Zusammenfassung in Zahlentabellen, Diagrammen und statistischen Masszahlen. Häufig werden graphische Darstellungen geboten, weil sie komplexe Beziehungen am ersten verständlich machen können. Verschiedene dieser Art, die in unserer Arbeit zur Anwendung kommen, sollen in Tabelle 3 erläutert werden (vgl. SCHMID, 1954, und ECKEL, 1960).

Eine Untersuchung meteorologischer Einflüsse auf die Temperaturverhältnisse im See setzt die Kenntnis des monatlichen und jährlichen Wassertemperaturverlaufs voraus. Wir werden sie aus der Beschreibung der Temperaturunterschiede und -übereinstimmungen an den sechs Messstellen und im Hinblick auf verschiedene Tiefen gewinnen (Horizontal- und Vertikalstudie).

Tabelle 3. Erläuterungen verschiedener Darstellungsarten

Darstellungsart	Aufbau	spezielle Anwendung
Balken- darstellung	Eindimensionale lineare Form, deren Länge einem festgelegten Wert zugeordnet wird	Quantitative Vergleichsstudie für Mengen oder Grössen. Z. B. Abb. 11
Geradlinige Darstellung im Koordina- tensystem	Koordinatensystem; fortlaufend aufgetragene Punkte sind durch eine Linie verbunden, die als «Kurve» bezeichnet wird	Verlaufsstudie für zeitliche Veränderungen. Z. B. Abb. 13a+b
Punkt- darstellung	Koordinatensystem; invariable Punkte sind der Ordinate exakt zugeordnet, haben mit Bezug auf die Abszisse aber den Spielraum der Skalenabstände	Dichtestudie für Ballungsräume und Extremlagen. Z. B. Abb. 5a—d
Korrelations- diagramme	Koordinatensystem; Punkte als Messwerte zweier Variablen, die miteinander oder gegenläufig fallen oder steigen	Korrelationsstudie; Typ und Grad der Beziehung zweier Datenserien zueinander veranschaulichend. Z. B. Abb. 14a+b

V. Temperaturverhältnisse an horizontal und vertikal unterschiedlichen Messstellen

1. Oberflächentemperaturen von Stäfa bis zur Quaibrücke

a) Abgrenzung des Begriffs «Oberfläche»

Der Begriff «Oberfläche» ist nicht eindeutig definiert. Verschiedene Autoren richten sich nach der minimalen Eintauchtiefe der benutzten Messgeräte; diese kann einige Millimeter bis Dezimeter betragen.

Für AUFSESS (1905) ist die Wasseroberfläche nicht nur die Grenze Luft-Wasser, sondern die ganze Schicht, die die Temperaturschwankungen der obersten mitmacht — also eine nach Temperatur- und Windverhältnissen sehr unterschiedliche, sogar bis zu mehreren Metern mächtige Schicht.

MERZ (1920) hingegen hält es schon für unzureichend, wenn sich die ermittelten Oberflächenwerte auf einige Zentimeter beziehen. Nur durch Laminarmessungen könnten die feinen Variationen erfasst werden, die durch die sich schnell gegen die Tiefe zu verlierende Strahlungsabsorption hervorgerufen werden. Mit so differenzierten Messungen konnte MERZ in Quelltöpfen, Tümpeln und Teichen nachweisen, dass der tageszeitliche Gang kleinster Gewässer dem jahreszeitlichen der grossen entspricht. So feine Temperaturentnahmen können aber nur bei unbewegtem Wasser und vom Ufer aus registriert werden. Ehe jedoch unser Schöpfgefäss mit dem Thermometer in Funktion tritt, haben bereits Handbewegung und Ruderschlag oder der Aussenbordmotor für eine Durchmischung der oberen Wassermassen gesorgt.

In dieser Arbeit wird unter «Oberfläche» — in Tabellen und Graphiken kurz mit O bezeichnet — die Wasserschicht bis zu 50 cm Tiefe verstanden, weil sie die Eintauchtiefe des verwendeten Kippthermometers ausmacht.

b) Durchschnittliche Monatstemperaturen

Ortsvergleich: In Abb. 3 sind pro Monat von links nach rechts die Temperaturdurchschnitte und -extreme von den Messungen bei Stäfa, Wädenswil, Thalwil, Wollishofen, Riesbach und an der Quaibrücke aufgetragen. Die Endpunkte der senkrechten Linien stellen die in der Untersuchungszeit vorgekommenen Minima und Maxima dar. Die Punkte, die durch eine annähernd waagrechte Linie in Verbindung stehen, geben die Durchschnittswerte der Monatstemperaturen wieder. Tab. 4 enthält die Zahlen, die der graphischen Darstellung zugrunde liegen.

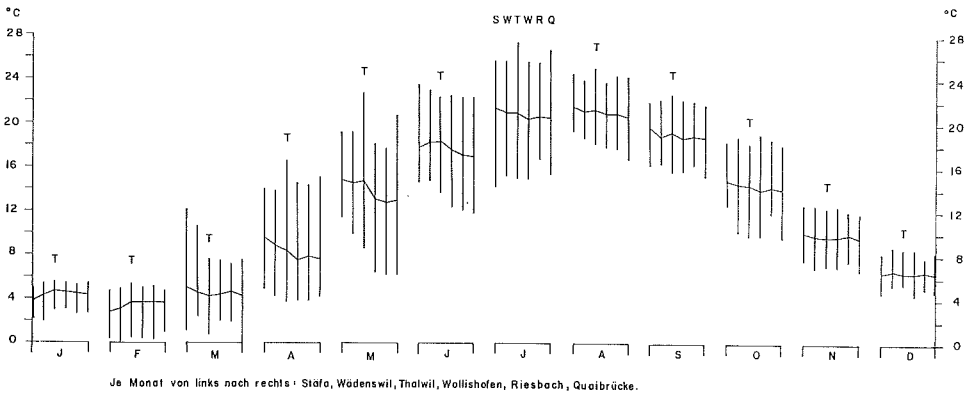


Abb. 3. Durchschnittliche Oberflächentemperaturen 1937—1963 mit Angabe der Extremwerte.

Wäre die Seeoberfläche an allen Orten gleichmässig warm, was für die pelagische Region bei derselben Ein- und Ausstrahlung und bei ausgleichender dynamischer Durchmischung theoretisch angenommen werden könnte, so müssten die Linien von Stäfa bis zur Quaibrücke in einer vollkommen Waagrechten verlaufen. Im ersten Halbjahr unterscheiden sich die Temperaturen der sechs Lokalitäten jedoch besonders stark voneinander. Die grössten Schwankungen machen sich räumlich zwischen Stäfa und der Quaibrücke und zeitlich im April und Mai bemerkbar. Wir stellen fest, dass bei Stäfa und Wädenswil die tiefsten Januar- und Februarwerte veranschaulicht werden, dagegen die höchsten Frühjahrstemperaturen. Umgekehrt gilt die Aussage bei den Eintragungen für Thalwil bis zur Quaibrücke.

Gehen wir zu Abb. 2 zurück, um eine Erklärung für diese Beobachtung zu finden, so bemerken wir, dass der Seegrund bei Stäfa auf weite Distanz — ein Drittel der Seelänge — nur 20 m unter dem Wasserspiegel liegt. Infolge dieser geringen Tiefe macht sich dort einerseits die Abkühlung im Januar und Februar, aber auch die häufige Temperaturdiskrepanz im Juni und andererseits der Beginn einer oft rapiden Erwärmung im März und April schneller als an den übrigen Orten geltend.

Bei den seeabwärts gelegenen Messpunkten werden die Temperaturen ebenfalls durch die Beckenform mitbeeinflusst. Konvektions- und Turbulenzströmungen können bei Thalwil durch eine mächtige Wassermasse für Ausgleichsvorgänge sorgen, die die Schwankungen auch an der Oberfläche mindern, während schon ab Wollis-

Tabelle 4. Temperaturen der Seeoberfläche

	Monat:	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahres- mittel
Stäfa	Max.	5,0	4,7	12,1	14,0	19,2	23,6	25,8	24,6	22,0	18,4	12,6	8,2	12,4
	Mittel	3,8	2,8	5,0	9,7	14,9	17,9	21,5	21,7	19,8	14,9	10,2	6,5	
	Min.	2,2	0,3	1,1	4,9	11,4	14,7	14,2	19,4	16,3	12,6	7,6	4,6	
Wäd.	Max.	5,4	4,9	10,6	13,9	19,2	23,1	25,7	24,0	22,2	18,9	12,6	8,8	12,2
	Mittel	4,4	3,1	4,6	8,9	14,6	18,3	21,1	21,3	19,0	14,6	9,9	6,8	
	Min.	1,9	0,0	2,4	4,2	9,9	14,8	15,2	18,8	16,4	10,1	6,9	5,3	
Thal.	Max.	5,6	5,4	7,6	16,6	22,8	22,5	27,4	25,2	22,7	18,2	12,3	8,6	12,2
	Mittel	4,6	3,7	4,4	8,4	14,7	18,5	21,1	21,4	19,3	14,5	9,8	6,6	
	Min.	3,0	0,5	0,7	3,7	8,6	13,7	15,0	18,2	15,7	9,8	7,1	5,4	
Woll.	Max.	5,4	5,0	7,5	14,6	18,1	22,6	25,7	23,8	22,2	19,1	12,5	8,6	11,8
	Mittel	4,6	3,7	4,4	7,5	13,1	17,7	20,5	21,0	18,7	14,1	9,8	6,5	
	Min.	3,1	0,3	2,0	3,8	6,4	12,4	15,0	17,9	15,7	9,8	7,0	4,4	
Ries.	Max.	5,3	5,1	7,1	14,3	17,7	22,4	25,6	24,4	22,1	18,6	12,0	8,1	11,9
	Mittel	4,5	3,7	4,6	7,9	12,9	17,2	20,7	21,0	19,0	14,3	10,0	6,6	
	Min.	2,7	0,3	1,9	3,8	6,2	12,1	16,8	17,8	16,3	11,9	7,6	5,0	
Quaibr.	Max.	5,5	4,7	7,5	15,1	20,8	22,4	26,9	24,3	21,8	18,1	11,9	8,4	11,7
	Mittel	4,4	3,7	4,3	7,7	13,0	17,1	20,6	20,8	18,9	14,1	9,8	6,5	
	Min.	2,7	1,0	0,0	4,2	6,2	11,8	15,4	16,8	15,2	9,6	6,6	4,8	

Die angegebenen Minima und Maxima sind die während der gesamten Messzeit einmal registrierten Extremwerte; die Mittel ergaben sich arithmetisch aus allen verfügbaren Daten, deren Anzahl an den verschiedenen Lokalitäten unterschiedlich ist (vgl. III).

hofen und bis zur Quaibrücke der Sog des Limmatflusses in den Temperaturangaben deutlich wird, welcher im Winter die Abfuhr kalten, im Sommer den Abtransport warmen Oberflächenwassers bedingt (ausgeprägter zeigt sich dieses Phänomen am Brienzer-/Thunersee; HOFER, 1952).

Wenn bei Riesbach eine Tiefe von 20 m, an der Quaibrücke nur eine von 5 m erreicht wird, die Bedingungen also ähnlich wie für Stäfa scheinen, so gibt doch die andersartige Morphologie des Beckens mit der Passage für den Seeabfluss in der Enge an der Quaibrücke den Ausschlag für unterschiedliche Mittelwerte an einzelnen Orten.

Auffallend geringe Temperaturdifferenzen im Winter und Hochsommer dürften in der Dichte des Wassers begründet liegen. Zwischen 24 und 25° C ist nämlich die Dichteänderung 30mal grösser als die zwischen 4 und 5° C (RUTTNER, 1962, S. 21). Das bedeutet: Solange der See homotherm ist, wie gegen Jahresende, ist er überall und in seiner Gesamtwassermasse der grössten Dichte am nächsten. Zu der Zeit sind Temperaturdifferenzen der einzelnen Orte untereinander relativ gering, denn thermische Veränderungen können nur sehr langsam vor sich gehen. Umgekehrt liegen die Verhältnisse im Hochsommer: Durch die steigenden Temperaturen ist es vertikal zu einer ausgeprägten Dichteschichtung gekommen, bei der das obere Wasservolumen fast ausschliesslich an dem bewegten Rhythmus von Erwärmung und Abkühlung teilnimmt, der seine geringsten Schwankungen im Hochsommer zeigt, wenn die Tag-Nacht-Amplituden minimal sind.

Grössere Temperaturdifferenzen der verschiedenen Orte untereinander werden besonders im April und Mai sichtbar. Sie müssen auf die jahrelange Tradition zurückgeführt werden, nach der die Messungen am Morgen an der Quaibrücke begonnen und gegen Mittag bis Nachmittag bei Wädenswil und Stäfa für den Untersee beendet werden. Nach HOFSTETTER (1952) ist der tageszeitliche Rhythmus der Oberflächentemperatur gerade im Frühling am ausgeprägtesten, das heisst grosse Oberflächenerwärmung bis zum Nachmittag und starke Abkühlung bis zum Morgen. Also sind in jener Zeit hoher Temperaturschwankungen in der Frühe tiefere Temperaturen als zur Zeit des Sonnenhöchststandes selbstverständlich.

Verlauf der Monatstemperaturen: Die bisher in Erscheinung getretenen örtlichen Unterschiede machen sich geringer bemerkbar, wenn wir den allgemeinen jahreszeitlichen Gang der Oberflächentemperatur verfolgen (Abb. 4).

Alle Orte erreichen im Februar ihr Minimum, im August ihr Maximum. Die Jahresamplituden betragen bei

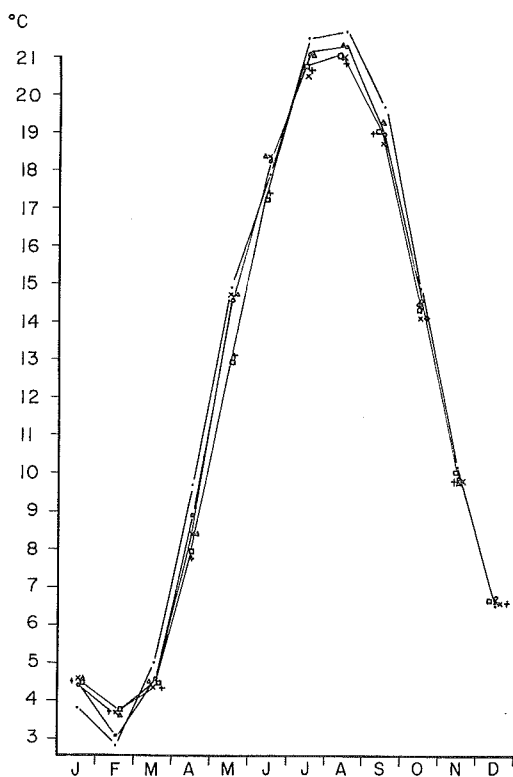


Abb. 4. Der jahreszeitliche Gang der Oberflächentemperatur von Stäfa bis zur Quaibrücke.

• = Stäfa, o = Wädenswil, △ = Thalwil, × = Wollishofen, □ = Ricsbach, + = Quai.

Stäfa	18,9° C
Wädenswil	18,2° C
Thalwil	17,7° C
Wollishofen	17,3° C
Riesbach	17,3° C
Quaibrücke	17,1° C

Das macht eine durchschnittliche Schwankung von 17,8° C aus, die dem Wert von Thalwil am nächsten steht. In späteren Darlegungen werden die bei Thalwil gewonnenen Resultate als exemplarisch für die Durchschnittsverhältnisse im See angenommen.

Für die Gesamtoberfläche ergeben sich nach den Mittelwertberechnungen aus den Durchschnittstemperaturen der sechs Orte die in Tab. 5 wiedergegebenen monatlichen Temperaturen:

Tabelle 5. Monatliche Durchschnittstemperaturen der Gesamtoberfläche.

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
4,4	3,5	4,6	8,4	13,9	17,8	20,9	21,2	19,1	14,4	9,9	6,6

Die geringste Veränderung findet vom Juli auf den August statt, die grösste während des Überganges von der Frühjahrszirkulation zur Sommerstagnation und von dieser wiederum zur Herbstteilzirkulation, also vom April bis zum Mai und vom September bis zum November.

PFENNIGER (1902) leitete nach ebenfalls mehrjährigen Untersuchungen (1896 bis 1900) an verschiedenen Messstellen im Zürichsee aus den monatlichen Durchschnittswerten vier Perioden für den Temperaturgang an der Seeoberfläche ab, dem sich auch unsere Zahlen gut zuordnen lassen:

1. Erwärmung von 4° C bis zum Maximum des Jahres.
2. Abkühlung vom Maximum bis auf 4° C.
3. Abkühlung unter 4° C bis zum Jahresminimum.
4. Erwärmung vom Minimum bis zu 4° C.

Nach dieser Gliederung nehmen die Perioden eins und zwei den grössten Teil des Jahres ein. Wie schnell sich der Übergang vom zweiten zum dritten Abschnitt vollzieht, veranschaulichen die unvermittelt nach oben abbiegenden Thermo-Isoplethen in der Arbeit von ZIMMERMANN (1961). Seine zeitliche Längsschnittstudie von 1948 bis 1957 betrifft die Messstelle bei Thalwil und bietet mit den zehnjährlichen Mitteltemperaturen eine wertvolle Vergleichsmöglichkeit mit unseren Berechnungen für den gleichen Ort (Tab. 6).

Die Gegenüberstellung der Daten zeigt, dass sich die Mittelwerte beider Serien sehr nahe und unsere Daten immer innerhalb der von ZIMMERMANN errechneten Standardabweichung liegen. Ausser im Mai sind unsere Temperaturangaben um 0,1° C (Juni) bis 0,6° C (Juli und November) niedriger als die von ZIMMERMANN. Man darf vermuten, dass unsere Durchschnittsberechnungen durch die niedrigen Werte aus dem Jahre 1963, das die Seegfröni brachte, herabgedrückt werden.

Tabelle 6. Zehn- und vierundzwanzigjährige Temperaturmittel von Oberflächenmessungen bei Thalwil

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Z	4,9	3,9	4,7	8,8	14,5	18,5	21,7	21,9	19,7	14,8	10,4	7,0
K	4,6	3,7	4,4	8,4	14,7	18,4	21,1	21,4	19,3	14,5	9,8	6,6
S	0,6	0,6	1,5	4,2	2,4	3,0	3,5	2,2	2,4	1,6	1,1	0,7

Z = ZIMMERMANN (1961) 1948—1957

K = KUTSCHKE 1937—1963

S = Standardabweichungen nach ZIMMERMANN (S. 359)

Weitere Temperaturangaben von der Seeoberfläche, aber auch von tieferen Schichten, jedoch nur aus einzelnen Jahren, finden sich in den Veröffentlichungen von

GONZENBACH 1929/1933

SORACREPPA 1934

WASER 1939

MINDER 1918 und 1943

THOMAS 1949 u. a.

Die Zahlentabellen sind zumeist durch Tautochrone je Messung ergänzt.

c) Extremtemperaturen

In Abbildung 3 haben wir pro Ort und Monat die erreichten Extremwerte aus unserer Beobachtungszeit mit eingetragen. Da es sich dabei um Einzeldaten handelt und diese zudem je Lokalität in verschiedenen Jahren angetroffen wurden, haben wir die Verbindung von Ort zu Ort ausgespart. Stattdessen versuchten wir, die monatlichen Schwankungsbreiten der Temperatur durch die senkrechten Linien für die einzelnen Probenahmestellen zu veranschaulichen.

In den Wintermonaten weichen die Extreme noch wenig vom jeweiligen Mittelwert ab. Sicher ist diese Nähe der Minima und Maxima zueinander mit der fortschreitenden Homothermie der Wassermassen zu erklären, die gegen 4° C ihre grösste Dichte und Stabilität erreichen und allfälligen Einflüssen ein wesentliches Trägheitsmoment entgegenzusetzen. Auch im März liegt die Durchschnittstemperatur aller Orte noch nahe bei 4° C, doch treten nun die Extreme schon auffälliger hervor. Die intensive Frühlingssonne vermag zum Beispiel im flachen Becken von Stäfa den aussergewöhnlichen Temperaturanstieg bis zu 12,1° C zu bewirken (Mitteltemperatur = 5° C). Die Extremlagen der übrigen Monate zeigen an, dass sowohl die negativen als auch die positiven Abweichungen vom Durchschnitt annähernd gleiche Beträge ausmachen können.

Diese Minima und Maxima sind als Zufallswerte zu betrachten, die durch eine Vielzahl meteorologischer Faktoren und zum Teil sehr kurzfristige Einflüsse hervorgerufen worden sein können. Interpretierbar wären sie nur, wenn wir eine genaue Kenntnis dieser Gegebenheiten besässen. Im Moment wollen wir nur festhalten, dass aus dieser Darstellung die grosse thermische Labilität der obersten Wasserschicht zu erkennen ist.

Die Temperaturen werden um so weiter auseinander liegen, je flacher das Becken ist, in welchem die Messungen an der Wasseroberfläche durchgeführt werden; so fand THOMAS (1962) in Ufernähe bei Stäfa im März einen Wert von 17° C. FOREL (1901) hebt diese Unterschiede besonders hervor und weist darauf hin, dass das kalte Wasser in der litoralen Region invers geschichtet und gefroren sein kann, indes im offenen See warmes und direkt geschichtetes Wasser anzutreffen ist. Nach ihm ist die wahre Oberflächentemperatur jene im Zentrum der pelagischen Region, in welcher auch unser Untersuchungsmaterial gewonnen wurde.

2. Vertikaler Temperaturvergleich

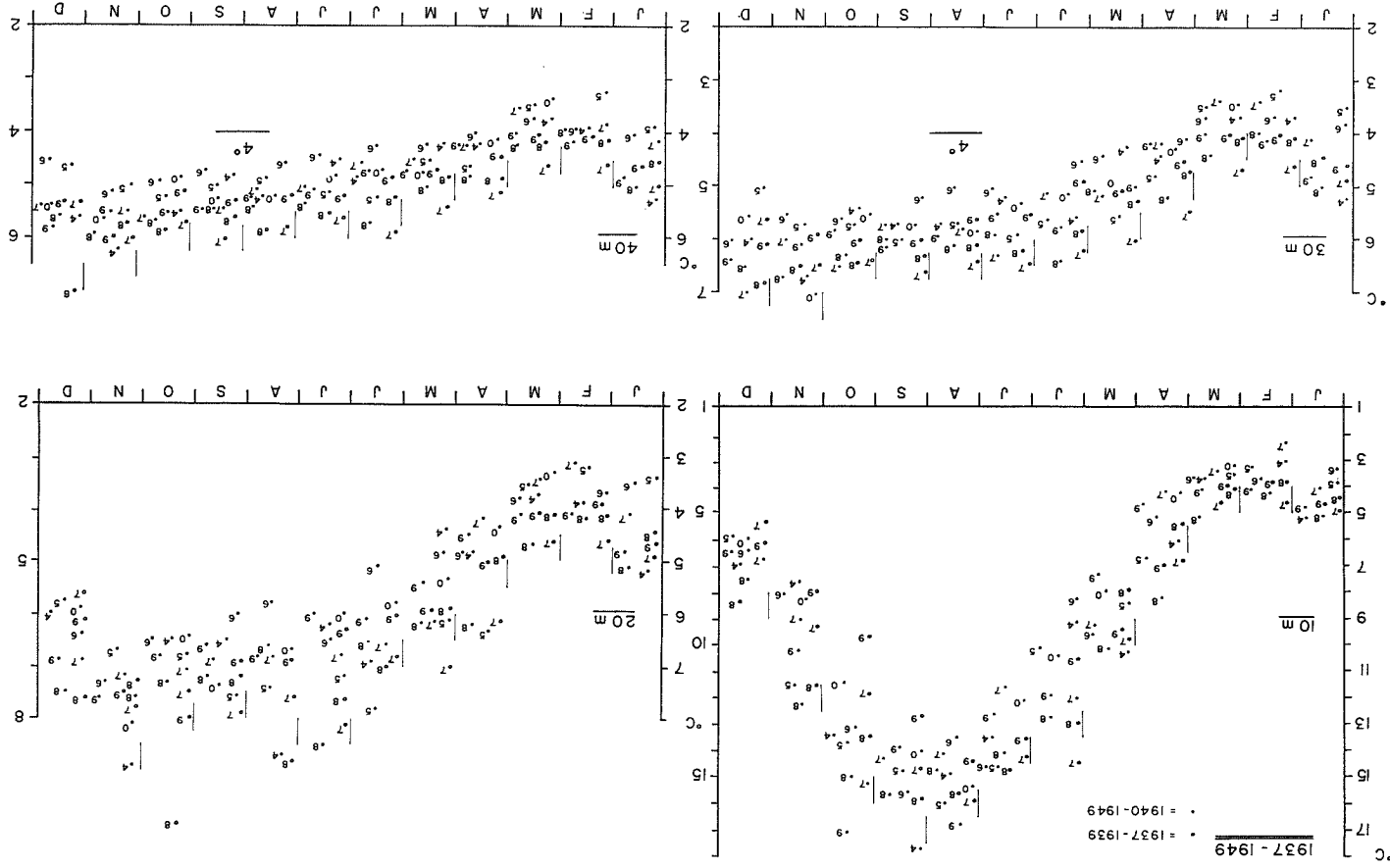
In einer Vertikalstudie, die von den Messergebnissen ausgeht, die bei Wädenswil, Thalwil und Wollishofen aufgenommen wurden, sollen die Temperaturen von 10 Metern abwärts bis zum Grund beschrieben, zeitlich und räumlich verglichen und erläutert werden. Unser Augenmerk richten wir dabei zunächst auf die Tiefen bis zu 40 Metern, weil in diesen Schichten dem jährlichen Temperaturverlauf noch nachgegangen werden kann und weil für hydrochemische und -biologische Beobachtungen in dieser Zone die Temperaturverhältnisse eine ausschlaggebende Interpretationsgrundlage darstellen. Im Hinblick auf die tieferen Wasserschichten versuchen wir alsdann, jenen Grenzbereich zu ermitteln, in dem die Jahresschwankungen der Temperatur insgesamt nur noch einen Grad ausmachen.

a) Temperaturmittel aus den Messungen bei Wädenswil, Thalwil und Wollishofen, dargestellt pro Monat und Jahr für die Tiefenstufen von 10, 20, 30 und 40 Metern

Für diesen Teil der Untersuchung haben wir die Punktdarstellung als die geeignetste Ausgangsbasis betrachtet. In ihr können die monatlichen Durchschnittstemperaturen in den wolkenähnlichen Punktballungen erkannt werden; sie spiegelt die Extreme wider, welche durch die zugeordnete Zahl ohne weiteres in die Jahreschronologie eingereiht werden können; sie stellt auch ein Mass für die bisher beobachtete zeitliche und räumliche Streuung dar.

Zu den vom kantonalen Laboratorium aufgenommenen Werten der Messungen bei Wädenswil, Thalwil und Wollishofen haben wir die der städtischen Messungen bei Thalwil hinzugenommen, um durch ein möglichst umfassendes Zahlenmaterial die späteren Aussagen so weit als möglich zu sichern. Jeder Punktwert ergab sich aus dem Mittel der vier Messungen pro Monat und Jahr. Wegen der besseren Übersicht wurden die Resultate der 24 Jahre je Tiefenstufe auf zwei Koordinatensysteme verteilt, so dass in dem einen alle Werte von 1937 bis 1949 und in dem anderen jene von 1950 bis 1963 wiederzufinden sind (Abb. 5).

Der Jahresgang der Temperaturen in verschiedenen Tiefenstufen: Die Temperaturen 10 m unter der Wasseroberfläche, mit dem winterlichen Minimum im Februar, dem Anstieg bis zum August-September-Maximum und der herbstlichen Abkühlung, folgen nahezu dem uns bekannten jahreszeitlichen Gang der Lufttemperatur. Der weniger steile Verlauf im linken Bildabschnitt gegenüber dem im rechten zeigt, daß die Erwärmung des Sees langsamer vor sich geht als die Abkühlung; es



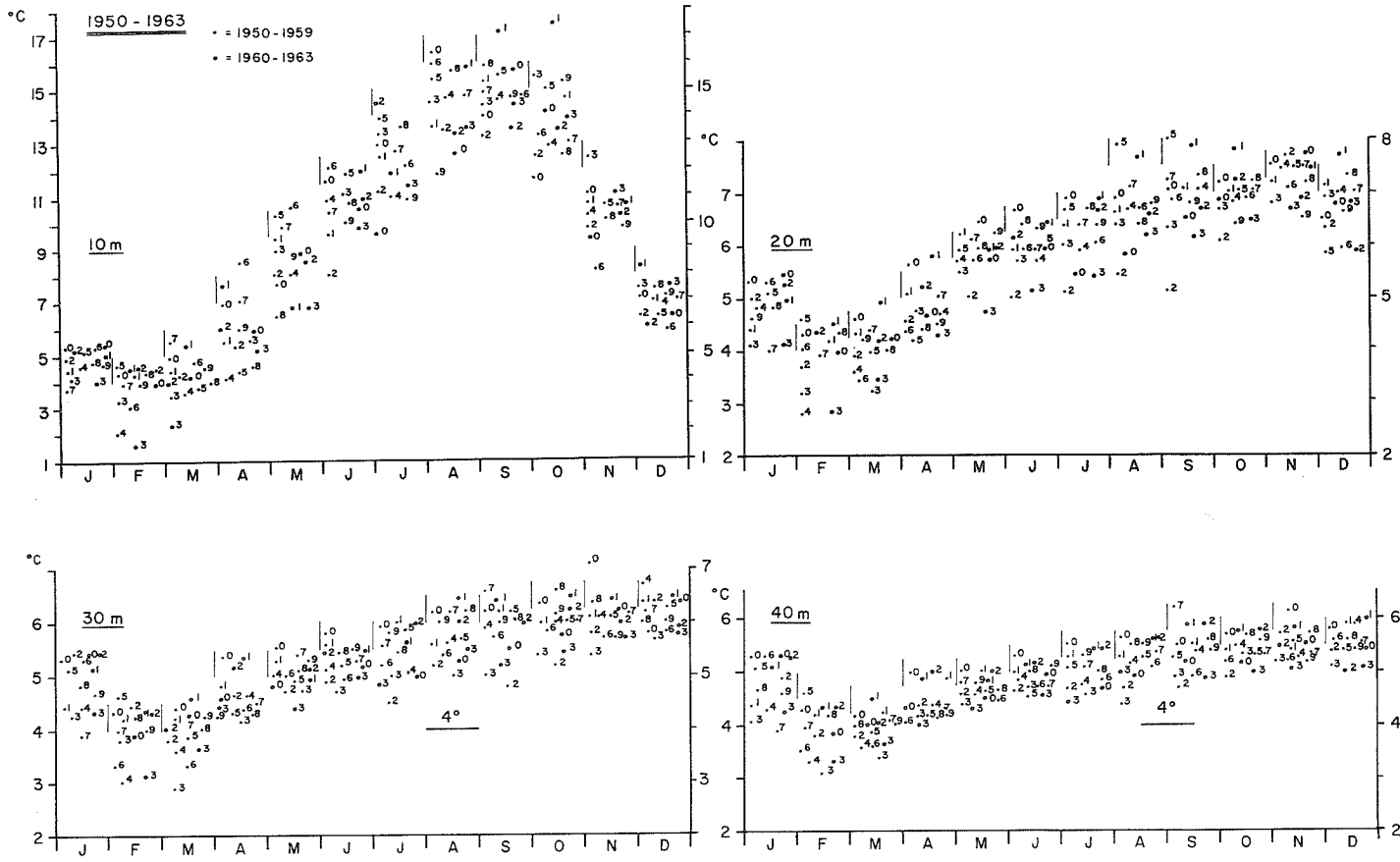


Abb. 5. Temperaturmittel aus den Messungen bei Wädenswil, Thalwil und Wollishofen in 10, 20, 30 und 40 Metern Tiefe pro Monat und Jahr.

entsteht nicht jene spiegelsymmetrische Kurve, wie sie vom monatlichen Durchschnitt der Lufttemperaturen beschrieben wird, die bis zur Kulmination im Juli in angenähert gleichem Masse steigt, wie sie danach wieder fällt.

Es gehört zu den ungewöhnlichen physikalischen Eigenschaften des Wassers, dass es eine sehr hohe latente Wärme hat, wodurch es einerseits Wärme aufnehmen kann, ohne seine Eigentemperatur entsprechend zu verändern, und andererseits ist es in der Lage, mit der so gespeicherten Energie ausgleichend zu wirken, sobald die Temperatur seiner Umgebung sinkt. Dieses allgemeine Gesetz, auf die Beobachtungen angewandt, die wir mit unserem Datenmaterial gewannen, erklärt, dass die Temperatur der Wassermasse immer langsamer steigt als jene der Luft. Der steilere Temperaturabfall, der im rechten Darstellungsteil für die 10-Meter-Stufe vorliegt, wird erreicht durch die Wärmeabgabe an die höheren Wasserschichten, die wiederum — besonders in klaren Herbstnächten (HOFSTETTER, 1952) — ihre Energie an die kühlere überlagernde Luft weitergeben, wodurch ein ständiger Energienachschub von unten nötig und damit die zunehmende und raschere Abkühlung im Herbst verursacht wird.

Berücksichtigen wir ferner die spezifische Dichte des Wassers, die im hohen Temperaturbereich naturgemäss geringer ist als im niedrigen, so folgert daraus: in das Wasser, das seiner grössten Dichte am nächsten ist, das also einen hohen Reibungswiderstand zu leisten vermag, kann die Wärme nur langsam eingearbeitet werden. Im Herbst dagegen, wenn die Temperatur hoch und die Dichte viel geringer ist, wird die Wärme leicht freigesetzt. «Die grossen Vorgänge, welche den Wasser- und Stoffhaushalt der Seen regulieren, sind in erster Linie eine Funktion der Dichteunterschiede» (RUTTNER, 1962, S. 21), die in den oberen Wassermassen noch durch die Kraft des Windes mit der Wärmeaufnahme und -abgabe wesentlich gelenkt werden. In den Tiefenschichten jedoch erhält sich die thermisch bedingte Dichtestabilität, die den Einfluss des Windes erschwert. Daraus müssen Verzögerungen in den Temperaturerscheinungen resultieren, eine Abnahme der monatlichen Amplituden und die Auflösung des jahreszeitlichen Ganges der Temperatur. So folgt dem noch weitgehend ausgeprägten winterlichen Minimum mit zunehmendem Abstand vom Seespiegel ein immer kleinerer Temperaturanstieg bis zum jährlichen Maximum, das keinen Kulminationspunkt mehr ausmacht, sondern einen über Monate andauernden, nahezu unveränderten Zustand darstellt, so wie er nach Bildung der Temperaturbarriere, die jährlich mit der Ausprägung der Sprungschicht gegeben wird, für die Seethermik in tieferen Schichten typisch ist. Die Abgabe der geringen, bis in den Dezember aufgenommenen Wärmemenge aus den Tiefenschichten, setzt mit dem Zeitpunkt ein, da sich von der Oberfläche her inverse Temperaturverhältnisse einstellen. Sie führt in den einzelnen Jahren zu unterschiedlich tiefen Temperaturen; dabei wird selbst in 10 m Tiefe nicht immer die 4°C-Grenze erreicht. Das trifft zu auf die Februar-Tiefsttemperaturen von 1937, 1948, 1950, 1961 und 1962. Es kann aber auch vorkommen, dass selbst in 40 m Tiefe diese Grenze noch unterschritten wird und der See so weit auskühlt, dass Temperaturmessungen dort weniger als 3,5° C ergeben, wie im Februar der Jahre 1945, 1953, 1954 und 1963.

Die Streuung der Temperaturmittel: Besonders in 10 und 20 m Tiefe fallen einzelne Punkte durch ihre isolierte Lage auf. 10 m unterhalb des Seespiegels

sind es beispielsweise die Maxima vom Juni 1937, September 1944 und Oktober 1961 und die Minima vom Februar und März 1963 und Oktober 1949. In 20 m Tiefe bilden die Werte vom Mai 1937, Juni 1945 und August/Oktober 1938 den oberen Abschluss in der Temperaturverteilung und den unteren die Ergebnisse vom Februar 1954 und 1963.

Auf der 30- und 40-Meter-Stufe werden zwei Merkmale in bezug auf die Extrem-lagen der Temperatur deutlich:

1. Die Distanzen von den Durchschnittstemperaturen werden geringer; das bedeutet eine Verminderung der Streubreite, was wir bereits auf die zunehmende Dichte und die Abnahme klimatischer Einflüsse zurückführten. An der Oberfläche des Sees konnten wir im Verlauf der langen Untersuchungszeit als höchste Jahrestemperatur $27,4^{\circ}\text{C}$, als niedrigste $0,0^{\circ}\text{C}$ feststellen. Diese Weite im Auseinandergehen der Temperatur hat sich in 40 m Tiefe auf ein Maximum von $3,9^{\circ}\text{C}$ Differenz (1938 = $7,0^{\circ}$, 1953 = $3,1^{\circ}\text{C}$) reduziert. Wie wir später noch zeigen werden, nimmt die Jahresamplitude der von uns gemessenen Extreme nach der Tiefe weiterhin ab, so dass sich Minimum, Maximum und Durchschnittswerte bald nicht mehr voneinander abheben.

2. Einzelne Jahre fallen allmonatlich durch ihre hohen Temperaturmittel auf, wie 1937 und 1950. Minimaltemperaturen lassen sich hingegen über ein bestimmtes Jahr nicht so durchgehend von Monat zu Monat verfolgen; ab und zu tritt 1946 mit Minimaltemperaturen hervor. Wir dürfen annehmen, dass über die Lage der Extreme in diesen Tiefen während der kurzen Übergangszeit von der Winterhauptzirkulation zur Sommerstagnation entschieden wird. Die thermischen Verhältnisse können hier durch die Witterung nur bis zur Ausprägung der Sprungschicht beeinflusst werden, so dass etwa ab Mai für das laufende Jahr die Temperatur festgelegt ist und Veränderungen nur noch langsam und geringfügig auftreten können (dass die Wassermasse dennoch nicht völlig stagniert, lassen chemische Untersuchungen erkennen, bei denen oft noch im Frühsommer eine Sauerstoffaufnahme in 80 bis 100 m Tiefe festgestellt werden kann).

b) Jahresgang und -amplituden der Durchschnitts- und Extremtemperaturen von 0 bis zu 50 Metern Tiefe

Die bisher gemachten Ausführungen wollen wir in wenigen Tabellen zusammenfassen und durch die Angaben für weitere Tiefenstufen ergänzen. Da die Messungen bei Wädenswil und Wollishofen den Boden 68 m unter dem Seespiegel erreichen, ergaben sich die Werte grösserer Tiefe aus den kantonalen und städtischen Aufzeichnungen an der Messstelle bei Thalwil. Die Oberflächentemperaturen sind hier als Mittel der Werte von Wädenswil, Thalwil und Wollishofen (nach Tab. 4) zu verstehen, was auch auf die weiteren Tiefen bis zu 60 m zutrifft (Tab. 7).

In 0 und 10 m kann ein jahreszeitlicher Rhythmus erkannt werden: der Februar bringt die tiefsten Temperaturen, die höchsten weist für die Oberfläche der August auf, für 10 m Tiefe der September. Das Temperaturminimum des Jahres wird in allen Stufen im Februar erreicht und dauert ab 30 m Tiefe unverändert auch über den März an. Das Temperaturmaximum verschiebt sich von der Seeoberfläche gegen

Tabelle 7. 24-jährlicher Durchschnitt der monatlichen Temperaturmittel von Wädenswil, Thalwil und Wollishofen und Angabe der Jahresamplituden.

Tiefe m	°C												Jahres- amplitude °C
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
0	4,5	3,5	4,5	8,3	14,1	18,2	20,9	21,2	19,0	14,4	9,8	6,6	17,7
10	4,8	3,8	4,2	5,9	8,5	10,5	12,5	14,5	15,0	14,1	10,5	7,0	11,2
20	4,8	3,8	4,1	4,9	5,9	6,0	6,4	6,8	7,0	7,0	7,2	7,0	3,4
30	4,8	4,0	4,0	4,5	5,0	5,2	5,4	5,6	5,9	6,0	6,0	6,2	2,2
40	4,8	4,0	4,0	4,4	4,7	4,9	5,0	5,3	5,4	5,4	5,5	5,6	1,6
50	4,8	4,0	4,0	4,3	4,5	4,6	4,8	4,8	4,8	4,8	4,9	5,1	1,1

unten auf das Jahresende zu. Vom Minimum zum Maximum und wiederum zum Minimum verstreichen an der Oberfläche je fünf Monate. Diese zeitliche Spanne wird für den Erwärmungsvorgang mit der Tiefe immer grösser, so dass ab 30 m acht Monate der Erwärmung zur Verfügung stehen, während sich der Temperaturabfall zum durchschnittlichen Minimum in zwei Monaten vollzieht.

Die Temperaturdifferenzen der einzelnen Schichten untereinander sind von Monat zu Monat und von Stufe zu Stufe unterschiedlich gross. Im Sommerhalbjahr ist das thermische Gefälle von der 0- zur 10-Meter-Schicht am ausgeprägtesten. Ab September gleichen sich bei fortschreitenden Konvektionsströmungen die Temperaturen zwischen 0 und 10 m einander an, so dass der Gradunterschied bis November zwischen 10 und 20 m am grössten wird.

Stellen wir noch die in 24 Jahren vorgekommenen Extreme einzelner Monate aus den Registrierungen bei Wädenswil, Thalwil und Wollishofen für die verschiedenen Tiefen zusammen, so sind zeitlich und räumlich die typischen Temperaturverläufe wiederzufinden; dabei spiegeln sich in diesen Zahlen die bisher registrierten höchsten und tiefsten Werte wider, die unter Umständen bei technischen Planungen, welche auf

Tabelle 8. Extremwerte aus 24 Jahren und Angabe der möglichen Temperaturintervalle in °C

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Tiefe
Max.	5,4	4,6	5,5	8,5	10,6	14,4	14,7	16,8	17,5	17,7	12,4	8,4	10 m
Min.	3,3	1,6	2,3	4,1	6,4	8,0	9,7	11,8	12,7	9,7	7,6	5,3	
Int.	2,1	3,0	2,2	4,4	4,2	6,4	5,0	5,0	5,2	7,8	4,8	3,1	
Max.	5,3	4,6	4,9	6,3	7,0	7,8	8,5	8,8	8,0	10,0	8,9	7,7	20 m
Min.	3,4	2,8	3,2	4,2	4,4	5,0	5,1	5,4	5,1	6,1	6,5	5,1	
Int.	1,9	1,8	1,7	2,1	2,6	2,8	3,4	3,4	2,9	3,9	2,4	2,6	
Max.	5,4	4,6	4,7	5,5	6,0	6,4	6,4	6,4	6,6	6,6	7,0	7,0	30 m
Min.	3,5	3,0	2,9	4,1	4,2	4,5	4,5	5,0	4,8	5,2	5,4	5,0	
Int.	1,9	1,6	1,8	1,4	1,8	1,9	1,9	1,4	1,8	1,4	1,6	2,0	
Max.	5,3	4,6	4,6	5,1	5,4	5,9	5,6	5,8	6,2	5,8	6,2	7,0	40 m
Min.	3,8	3,1	3,3	4,0	4,2	4,2	4,4	4,4	4,7	4,7	5,0	4,5	
Int.	1,5	1,5	1,3	1,1	1,3	1,7	1,2	1,4	1,5	1,1	1,2	2,5	
Max.	5,3	4,6	4,6	4,9	5,1	5,0	5,2	5,4	5,4	5,4	5,4	5,8	50 m
Min.	3,7	3,5	3,3	3,9	4,0	4,3	4,3	4,3	4,4	4,3	4,5	4,4	
Int.	1,6	1,1	1,3	1,0	1,1	0,7	0,9	1,1	1,0	1,1	0,9	1,4	

Temperaturbeobachtungen aufbauen (Trinkwasserfassungen), mit in den Bereich der möglichen thermischen Variationen hinein genommen werden müssen (Tab. 8).

c) Zusammenfassende Darstellung der durchschnittlichen Jahresamplituden von 0 bis 140 m Tiefe

Wenn wir die Abnahme der Jahresamplituden verfolgen, wie sie in Tabelle 7 sichtbar wird, so gelangen wir an jene Grenze, von der an tieferliegende Wassermassen jährlich um weniger als 1°C differieren, von der an auch die Unterscheidung von Durchschnitts- und Extremwerten wegen zu geringer Varianzen hinfällig wird. Nach unseren Berechnungen ist diese Grenze bei einer Tiefe von 55 m gegeben. Die jährlichen Temperaturschwankungen vermindern sich von dort an langsam, bis sie in 120 m Tiefe mit $0,4^{\circ}\text{C}$ (Tiefentemperatur = $4,2^{\circ}\text{C} \pm 0,2^{\circ}\text{C}$) ihren niedrigsten Betrag aufweisen.

Die durchschnittliche jährliche Variationsbreite der Temperatur soll mit Abb. 6 zusammenfassend von der Oberfläche bis zum Grund veranschaulicht werden.

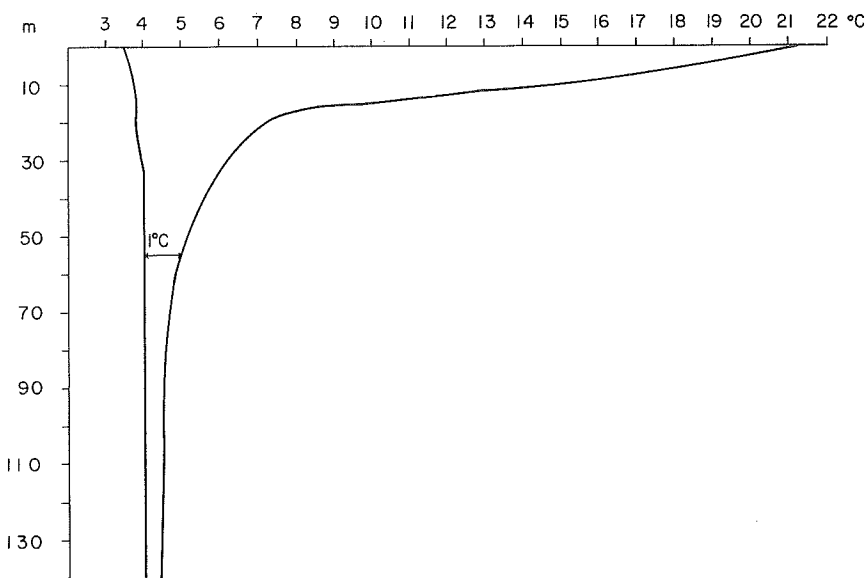


Abb. 6. Die durchschnittlichen Jahresamplituden in verschiedenen Tiefen.

Alle bisher nach Raum und Zeit grössenmässig vorgestellten und diskutierten thermischen Zustände lassen sich am besten überblicken, wenn sie dem von PFENNINGER (1902) erstmals veröffentlichten Schema zugeordnet werden, das in der Seethermik sechs Perioden unterscheidet. Die folgende Synopse enthält seine Bezeichnungen und jene späterer Zürichseeforscher (Tab. 9).

Die Unterscheidungen in den Termini, besonders für die kurzfristigen Teilzirkulationen, sind eine Frage der jahreszeitlichen Gliederung; wir werden später zeigen,

dass die Seethermik gegenüber den meteorologischen Jahreszeiten durch die hydrophysikalischen Voraussetzungen eine zeitliche Verschiebung erfährt. Im Hinblick darauf und auf die Monate, in welche die Teilzirkulationen fallen, halte ich die Bezeichnungen, die PFENNIGER gab, für die zutreffenderen.

Tabelle 9. Synopse der Veröffentlichungen verschiedener Autoren zu den Perioden des Seejahres

Periode:	1	2	3	4	5	6
PFENNIGER (1902)	Sommerstagnation	Sommer- teilzirkulation	Herbst- vollzirkulation	Winter- stagnation	Winter- teilzirkulation	Frühlings- vollzirkulation
GONZENBACH (1929/1933)	Sommerstagnation	Herbst- teilzirkulation	Herbst- Winter- vollzirkul.	Winter- stagnation	Frühjahrs- teilzirkulation	Frühjahrs- vollzirkulation
MINDER (1943)	Sommerstagnation	Sommer- teilzirkulation	Herbst- vollzirkulation	Winter- stagnation	Winter- teilzirkulation	Frühjahrs- vollzirkulation
THOMAS (1949)	Sommerstagnation	Herbst- teilzirkulation	Herbst- hauptzirkul.	Winter- stagnation	Frühjahrs- teilzirkulation	Frühjahrs- hauptzirkulation

Beachtenswerter ist die inhaltliche Veränderung, die THOMAS mit dem neuen Begriff der Hauptzirkulation setzt. Wegen ihrer chemischen Konzentration werden nämlich die bodennahen Schichten über der tiefsten Stelle nicht mehr in die totale Umwälzung der Wassermassen miteinbezogen. Deshalb meint THOMAS: «Da es bei dem meromiktischen Zürichsee nicht am Platze ist, von ‚Vollzirkulation‘ zu sprechen, verwenden wir im folgenden zur Bezeichnung des Zeitpunktes der maximalen Zirkulation im Herbst beziehungsweise im Frühjahr die Ausdrücke Herbst- beziehungsweise Frühjahrs-, Hauptzirkulation» (S. 479).

In unserem Gebiet beanspruchen die Perioden eins und zwei nach PFENNIGER etwa acht Monate Zeit. Periode drei bis sechs je einen. In milden Wintern jedoch, wenn sich die Oberfläche nicht bis zu 4° C abkühlt, fallen die Perioden vier bis sechs aus. MINDER nimmt diese zeitliche Abgrenzung der Perioden nicht vor und schliesst aus seinen langjährigen Erfahrungen: «Die Dauer der einzelnen Perioden des Seejahres kann nicht ohne weiteres zahlenmässig angegeben werden. Sie weist Unterschiede auf, je nach der Tiefe, das heisst der Beckenbeschaffenheit des Seeteils, ist also im oberen Abschnitt des Zürichsees etwas anders als unten. Am längsten dauert die Sommerstagnation. Sie hält sich etwa vom April bis in den Herbst hinein; ihr Anfang ist leichter abgrenzbar als das Ende, weil sie allmählich in die Sommerteilzirkulation übergeht» (S. 35).

Zirkulation und Stagnation ergeben sich durch die Dichteverhältnisse im See, die von der Temperatur bestimmt werden. Sobald ihr Gradient bei kurzer Vertikal-
distanz einen gewissen Betrag ausmacht, gliedert sich die Wassermasse in zwei oder drei Schichten, je nach der Tiefe, in welcher sich der plötzliche Temperaturumschwung vollzieht. Wann und in welchem Bereich dieses Temperaturgefälle ausschlaggebend für den See wird, wollen wir im folgenden Abschnitt untersuchen.

3. Die Temperatursprungschicht

a) *Zur Frage des Gebrauchs verschiedener Termini*

Aus dem vertikalen Seetemperaturverlauf und seiner Darstellung in Tautochronen ist allgemein bekannt, dass im Sommer — je nach den hydrologischen Gegebenheiten und der Beobachtungszeit — durch das Entstehen eines hohen Temperaturgradienten eine relativ geringmächtige Wassermasse, die Sprungschicht, eine Dichtezunahme erfährt, wodurch sie als Besonderheit auffällt. Diese durch den zunehmenden Wärmegewinn herausgebildete Schicht überlagert eine physikalisch-chemisch-biologisch andersartige Tiefenschicht, das Hypolimnion, und wird gegebenenfalls von einer anderen Wassermasse, dem Epilimnion, überlagert, das im Gegensatz zum Hypolimnion in seiner Thermik durch Aussenfaktoren verhältnismässig kurzfristig bestimmt wird.

Ich habe es bewusst vermieden, den beiden griechischen Termini Epi- und Hypolimnion das Wort Metalimnion anstelle von Sprungschicht beizuordnen. «Meta» bedeutet zwischen; nun kann aber von der thermischen Sprungschicht zwar stets eine unter ihr liegende Wassermasse, oftmals jedoch keine über ihr befindliche mit eigenen Charakteristika unterschieden werden. Deshalb scheint mir der 1897 von BIRGE für den amerikanischen Sprachgebrauch eingeführte Terminus der Thermoclinen die klarste Umschreibung des Begriffs der thermischen Sprungschicht zu sein. Unter Metalimnion verstehe ich eine Zone, die zwischen Epi- und Hypolimnion liegt und sowohl durch besondere thermische als auch chemische Eigenschaften charakterisiert ist als auch durch ihre spezifische Biozönose. Das Metalimnion wäre räumlich weiter als die thermische Sprungschicht zu denken; seine Grenzen müssten einzeln nach den thermischen, nach den chemischen und nach den biologischen Verhältnissen gesucht und dann generell beschrieben werden.

b) *Ausgangsbedingungen für vergleichende Sprungschichtuntersuchungen*

Eine erste Bildung der Sprungschicht geht im Frühjahr hauptsächlich auf den Einfluss zweier Faktoren zurück: auf die Sonnenbestrahlung des Wassers, die einen rapiden Temperaturanstieg an der Oberfläche bewirkt, der sich nur langsam gegen die Tiefe zu fortsetzen kann, und auf den windbedingten turbulenten Wärmetransport, der sich — je nach den mechanischen Widerständen — oberflächennahe oder meter-tief geltend machen kann. Durch plötzliche Temperaturunterschiede auf geringe vertikale Distanz entsteht sie als Temperatur- und Dichtebarrriere, jenseits derer sich Stoffwechsel und Leben im See deutlich voneinander unterscheiden.

In grösseren Seen unserer geographischen Breite werden Lage und Mächtigkeit der Sprungschicht bestimmt durch die Zunahme der Sonnenstrahlenintensität und -dauer, durch die wachsende negative Temperaturdifferenz in der Vertikalen und die steigenden Temperaturen an sich, die wiederum eine rasche Abnahme des spezifischen Gewichtes ausschlaggebend zur Folge haben. Das Andauern dieser Einflüsse bewirkt eine Verschiebung der Sprungschicht von der Oberfläche gegen die Tiefe und das Entstehen eines Epilimnions, das um so markanter wird, je tiefer seine Isothermie reicht. So bildet sich im Sommer ein Temperaturprofil, das für jeden See einen typischen

Verlauf aufweist, der von äusseren und inneren Gegebenheiten geprägt wird. RUTTNER (1962) stellt als anschaulichen Vergleich die Aufzeichnungen vom Ulmer Maar, Altausseer See und Hallstätter See einander gegenüber. ECKEL (1957) unterscheidet nach den sommerlichen Temperaturkurven für die Ostalpen folgende See-Typen:

1. Seen mit ansehnlichem Oberflächenareal und geringer bis mässiger Durchflutung.
2. Stark durchflutete Seen mittlerer Grösse.
3. Flusse.

Der ausschlaggebende Gesichtspunkt in seiner Analyse ist der Betrag des Gradienten im Bereich der Sprungschicht und deren Mächtigkeit. Obgleich der Zürichsee nach der Formulierung zu Typ 1 gehören dürfte, können wir keinen unmittelbaren Vergleich mit ECKELS Masszahlen anstellen wie überhaupt mit keiner Literaturangabe, denn: Bisher wird die Sprungschicht nur allgemein als «Schicht starker Temperaturabnahme im sommerlich geschichteten See» (RUTTNER, 1962, S. 293) definiert. Nirgends ist aber festgelegt, welcher Mindestbetrag unter «stark» verstanden wird. Ein langsames Abnehmen der Temperatur gegen die Tiefe zu von $1/5^{\circ}\text{C}$ pro Meter (Merkmal von Flusse nach ECKEL) genügt meines Erachtens noch nicht als Charakteristikum einer Schicht, der eine sprunghafte Veränderung zu eigen sein soll. Wenn sich bei einem so geringen Gradienten dennoch eine Dreiteilung des Sees ergibt, so könnte hier der Ausdruck Metalimnion angebracht sein, und zwar als nichtidentisch mit dem Begriff Sprungschicht, sondern verstanden als Übergang von einem vielleicht isothermen Epi- zu einem ebenfalls isothermen Hypolimnion.

Ferner müsste für vergleichende Untersuchungen das Einmessen von Sprungschichten festgelegt werden. In der Literatur wird bei Lageangaben fast ausschliesslich die Tiefe des im gesamten Temperaturprofil grössten Gradienten, und zwar zur Zeit seiner Maximalausbildung angegeben. So heisst es beispielsweise: Die Sprungschicht des X-Sees liegt durchschnittlich bei . . . m. Es fehlt die Angabe der Zeit; ferner stellt eine Sprungschicht keine Ebene dar, sondern ein Volumen und müsste immer durch zwei Tiefenangaben räumlich begrenzt werden; sie liegt nicht bei . . . m, sondern zwischen . . . m und . . . m Tiefe, woraus sich die Mächtigkeit ergibt. Diese Differenzierung kann aber nur vorgenommen werden, wenn der Mindestbetrag feststeht, der als Temperatursprung gelten soll. Da die Temperatur in der Sprungschicht aber nicht abrupt und linear fällt, sondern an ihren Grenzen gleitende Übergänge zeigt und in der Mitte etwa den grössten Gradienten, sollten je Sprungschicht Anfangs- und Endlage und die Tiefe des Maximalgradienten angegeben werden. Dann könnte man vergleichbare Aussagen über Lage, Mächtigkeit und Temperaturgradienten machen.

c) Unser Vorgehen beim Einmessen der Sprungschichten

Wir haben auf graphischem Wege ein einheitliches Verfahren angewandt, um zu den oben diskutierten Bestimmungstücken zu gelangen. Die vorhandenen Messdaten wurden als monatliche Tautochronen auf Millimeterpapier gezeichnet. Als Sprungschicht galt ein Temperaturabfall von wenigstens $0,5^{\circ}\text{C}$ pro Meter. Sobald dieser, von der Oberfläche her gemessen, nachweisbar war, wurde die betreffende

Tiefe als Beginn der Sprungschicht notiert; sobald er unter $0,5^{\circ}\text{C}$ pro Meter sank, wurde ihr Ende vermerkt. Die Mächtigkeit ergab sich aus der Differenz der beiden Daten. Innerhalb der Thermokline wurden fernerhin die Lage und der Betrag des grössten Gefälles bestimmt. Das alles war einfach zu handhaben mittels einer angefertigten Schablone aus Transparentpapier, die in der Horizontalen die Zehntelgradeinteilung wie die Sprungschichtzeichnungen enthielt und vertikal einen Meter abgrenzte.

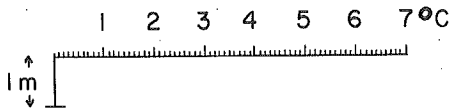


Abb. 7. Schablone zum Einmessen von Temperaturgradienten.

Dieses Hilfsmittel liess sich, nach den Millimeterlinien im Temperaturprofil ausgerichtet, mit seinem Fusspunkt an den Kurven vorbeischieben, so dass für jede beliebige Stelle der Gradient ermittelt und die Tiefe auf der Tautochronenskala abgelesen werden konnte (Abb. 7).

d) Zur Wahl unseres Ausgangsmaterials

Zur Verfügung standen uns die Datenkolonnen aller sechs Messstellen. Ein Vergleich der Sprungschichtlagen verschiedener Orte untereinander ist bei nichtsynchronen Messungen allerdings sinnlos. Vertretbare Schlüsse liessen sich nur aus Daueraufzeichnungen mitsamt Windregistrierungen herleiten, denn «die Schicht, innerhalb derer die Temperatur stärker fällt als oberhalb oder unterhalb, unterliegt örtlich wie zeitlich ganz ausserordentlichen Schwankungen; sie kann wenige Meter, zuweilen nur Dezimeter dick sein, manchmal aber auch eine weit grössere Mächtigkeit erreichen; sie kann aber auch in mehrere Unterabteilungen zerfallen, so dass sie durch Schichten geringeren Temperaturgefälles getrennt wird» (HALBFASS 1923, S. 177). LA FOND (1963) zeigt, wie nötig die Aufnahme eines detaillierten Temperaturprofils ist an einem Beispiel aus der kalifornischen Bucht, in dem in besonderem Masse die Dynamik der Thermoklinen zum Ausdruck kommt, z. B. wenn thermodynamischer Stau an der Front zweier Wassermassen vorliegt oder eine Temperaturinversion unterhalb einer Sprungschicht. WILHELM (1958) weist nach einer Beobachtung von $20\frac{1}{2}$ Stunden im August 1956 in 5—8 m Tiefe darauf hin, dass sich der Temperaturverlauf von 5 zu 5 Minuten verändern kann, dass fernerhin die Schwingungen tageszeitlichen Rhythmen folgen, die sich zeitlich und mit wachsender Tiefe gegeneinander verschieben und als Folge Gegenschwingungen von höheren und tieferen Wassermassen auslösen. MORTIMER (1955) zeigt eine weitere Komplikation bei der Lageinterpretation von Sprungschichten auf, indem er den Einfluss der Erdrotation mit in Rechnung stellt, wodurch relativ einfache in rotierende Schwingungen abgelenkt werden, die in differenziertesten Messungen, zumeist aber nur noch im Modell in ihrem Verlauf studiert werden können.

Diese und ähnliche Studien lassen erkennen, dass mit unseren räumlich und zeit-

lich weit auseinanderliegenden Messungen keine vergleichende Horizontalstudie aufgenommen werden kann. Die 24jährlichen Aufzeichnungen eignen sich jedoch für eine schematische Zusammenstellung der monatlichen Sprungschichtlagen. Aus folgenden Überlegungen sollten sie aus dem Datenmaterial, welches über der tiefsten Stelle bei Thalwil gewonnen wurde, am treffendsten analysiert werden können:

Hier beeinflussen selten ausgesprochene Extremwerte die Rechnung; treten nämlich durch Schaukelbewegungen, die druck-, wind-, niederschlags- oder strömungsbedingt sein mögen, Massenverlagerungen im See um Knotenpunkte oder -linien auf (Seiches), so werden sie sich über der tiefsten Stelle langsamer und mit geringerer Vertikaldifferenz auswirken als in den flacheren und physikalisch labileren Regionen des Sees. Es ist sogar anzunehmen, dass bei uninodalen Longitudinalschwingungen der Knotenpunkt ohne eine Vertikalbewegung der Wassermassen an dieser Stelle im Raume von Thalwil liegt; ebenso berechtigt scheint die Annahme, dass bei transversalen Massenverschiebungen die Knotenlinie durch die Längsachse des Sees und damit auch durch die gewählte Messstelle geht, so dass hier in einer Vielzahl von Fällen ein ungestörter Temperaturverlauf angenommen werden kann, indes rechts und links bei schaukelnden Bewegungen Temperaturen resultieren, die unter unseren Messbedingungen nicht interpretiert werden könnten.

e) Lage, Mächtigkeit und Gradient der monatlichen Sprungschicht vom Mai bis zum November

Um den Bereich der Temperatursprungschicht möglichst detailliert zu erfassen, nahmen wir bei der Auswertung der Tautochronen die in der Meteorologie häufig verwendete Quartileinteilung vor (SCHÜEPP, 1955). Wir trugen in eine Liste alle nach dem obigen Verfahren gemessenen Anfangs- und Endpunkte, Gradienten und Mächtigkeiten der Sprungschichten je Monat und Jahr ein. Dann ordneten wir die Zahlen in eine quantitative Reihe, an deren Beginn und Ende die in 24 Jahren aufgetretenen Minima und Maxima erschienen. Die Einteilung in Quartile führte sodann zu der Möglichkeit, folgende Aussagen zu machen: die Zahl des unteren Quartils zeigt an, dass durchschnittlich 25% der Fälle zwischen dem angegebenen Minimum und diesem Wert liegen und 75% zwischen diesem und dem Maximum. Entsprechend lassen sich Schlüsse aus dem Zentralwert und der Zahl für das obere Quartil ziehen. Die auf diese Weise gewonnenen Ergebnisse sind im folgenden wiedergegeben und veranschaulicht (Tab. 10 und Abb. 8).

Die Auswertung aller Daten hat ergeben, dass die Sprungschicht im Mai, Juni und Juli bis zu 25% aller Fälle an der Oberfläche des Sees ihren Ausgang nimmt. Bildet sich in diesen Monaten bei turbulenten Bewegungen und Wärmekompensation durch Ausstrahlung in noch kühlen Nächten ein epilimnisches Wärmepolster über der Thermokline, so ist es noch von geringer und unbeständiger Mächtigkeit. Die sommerliche Schichtenbildung geht zögernd vor sich; HUTCHINSON (1957) beschreibt sie folgendermassen: "The great heat capacity of the circulating water may for a long time prevent a stable epilimnion from developing, and the final result is a relatively warm hypolimnion, a cool epilimnion and a gentle thermal gradient at the thermocline" (S. 445).

Tabelle 10. Quartilstatistische Angaben über Lage und Mächtigkeit der monatlichen Sprungschicht in Metern

	Qu = Quartil Z = Zentralwert					
	Min.	u. Qu.	Z.	o. Qu.	Max.	
Mai	0,0	1,0	5,0	6,5	10,0	Beginn = Gradient $\geq 0,5$ °C
Juni	0,0	1,5	4,5	5,0	10,0	
Juli	0,0	1,0	5,0	6,5	10,0	
August	0,0	5,0	5,0	6,5	10,0	
September	3,0	6,5	7,5	8,0	11,0	
Oktober	9,0	10,0	10,0	11,0	13,0	
November	10,0	10,5	12,0	14,5	15,0 ¹	
Mai	5,0	9,0	12,0	14,0	15,0	Ende = Gradient $\leq 0,5$ °C
Juni	9,0	12,0	14,0	15,0	20,0	
Juli	12,0	13,5	15,0	16,0	20,0	
August	12,0	15,0	15,0	17,0	20,0	
September	12,0	14,0	16,0	18,0	20,0	
Oktober	14,0	15,0	15,5	17,0	20,0	
November	12,0	14,5	15,0	18,0	20,0 ¹	
Mai	3,0	5,0	7,0	9,0	14,0	Mächtigkeit ²
Juni	2,0	7,5	10,0	13,0	19,0	
Juli	5,0	7,5	10,0	13,5	20,0	
August	5,0	8,5	10,0	12,5	16,0	
September	4,0	8,0	9,0	10,0	17,0	
Oktober	2,0	4,5	5,0	7,0	10,0	
November	2,0	2,5	3,0	5,0	8,0 ¹	

¹ Hier wurde nur noch in 60 % der Fälle eine Sprungschicht angetroffen.

² Abgeleiteter Durchschnitt aus der Anzahl aller Messungen, nicht aus der Differenz von durchschnittlichem Beginn und Ende.

Die Grösse der positiven und negativen Abweichungen vom Zentralwert lässt sich in den einzelnen Monaten für die obere und untere Grenze der Sprungschicht aus der Neigung der Kurven ablesen oder nach den Tabellenangaben berechnen. Je steiler die Verbindung von Quartil zu Quartil ausfällt, um so geringer sind die gemessenen Temperaturvariationen, um so exakter wird unsere Aussage über die zu erwartende Mächtigkeit der monatlichen Sprungschicht. In ihrem Beginn zeichnen sich von Mai bis August ± 5 m mögliche Differenz vom Zentralwert ab. Im September, Oktober und November werden durch die thermischen Ausgleichsprozesse zur Zeit der Herbstteilzirkulation die Lageunterschiede geringer. Auch gegen das Hypolimnion weist die Sprungschicht keine konstante Grenze auf, jedoch weniger ausgeprägte Schwankungen als an ihrer Oberseite. Diese Beobachtung erklärt sich aus der geringeren Isothermenveränderung tieferer Vertikalabschnitte.

Die Mächtigkeit der Sprungschicht ist bis Ende Juli im Wachsen begriffen. Ein Vergleich der Zentralwerte vom Mai bis August ergibt, dass diese Volumenzunahme auf die Verlagerung des Sprungschichtendes gegen die Tiefe zurückzuführen ist, denn der durchschnittliche Beginn ist in diesen vier Monaten bei 5 m Tiefe zu suchen. Erst ab September gewinnt das Epilimnion infolge vertikaler Austauschprozesse sukzessiv an Mächtigkeit. Diese Beobachtung passt zu MINDERS (1918) Unterschei-

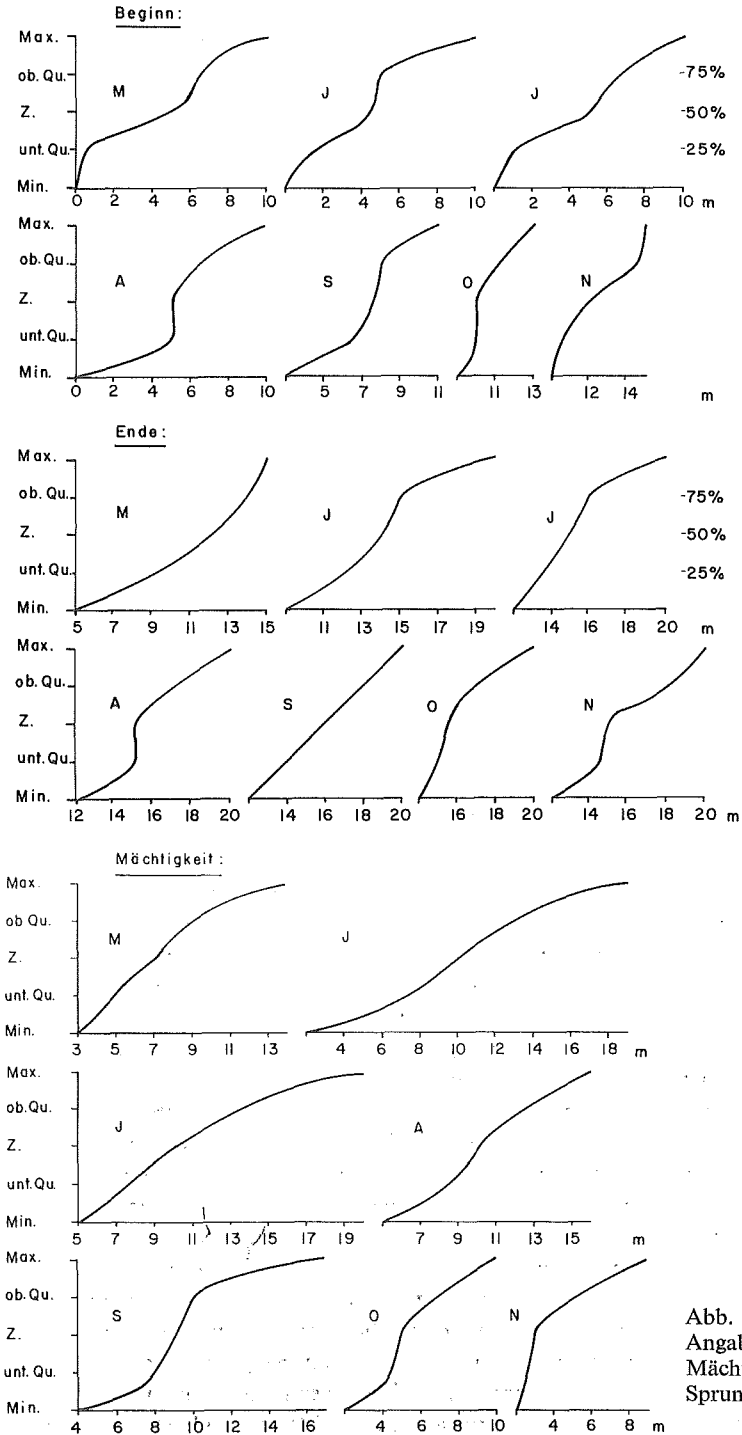


Abb. 8. Quartilstatistische Angaben über Lage und Mächtigkeit der monatlichen Sprungschicht in m (nach Tab. 10).

Tabelle 11. Durchschnittliche Lage und durchschnittlicher Betrag des monatlich grössten Temperaturgradienten

Mai	1,6 °C/m	in 7,5 m Tiefe
Juni	1,6 °C	9,0 m
Juli	1,9 °C	10,0 m
August	2,6 °C	9,0 m
September	2,7 °C	10,0 m
Oktober	1,5 °C	11,0 m
November	1,0 °C	13,0 m

dung zweier Sprungschichttypen, wonach die Sprungschicht im Frühjahr 5 m Tiefe erreichen dürfte und im Herbst immer mehr als 5 m unter dem Seespiegel anzutreffen sein müsste. Von dem Moment an, da die «Beschneidung der Temperaturkurve von rechts her» (NYDEGGER, 1957) einsetzt — ein Zeichen der Reaktion der oberen Wassermassen auf die Abnahme der Sonnenscheindauer und die fallenden Aussentemperaturen —, gewinnt das Epilimnion gegen unten an Volumen; die Sprungschicht schliesst immer dichter auf das Tiefenwasser auf; Temperatur- und Dichteunterschiede verringern sich, was in der Darstellung der Novemberverhältnisse besonders augenfällig wird. Nun ist ein Sturm in der Lage, die fortgeschrittene Teilzirkulation in die Hauptzirkulation zu überführen.

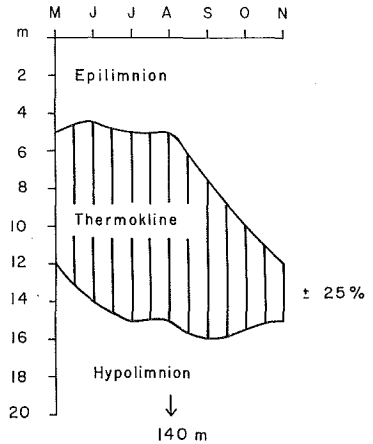


Abb. 9. Darstellung der monatlichen Lage und Mächtigkeit von Epilimnion, Thermokline und Hypolimnion über der tiefsten Stelle bei Thalwil (unter Verwendung der Zentralwerte aus Tab. 10).

Mit dem Temperaturgradienten wird einem Vertikalprofil von Fall zu Fall die Form gegeben. Selten weist er über grössere Distanz den gleichen Betrag auf.

Deshalb ergibt sich bei einer Aufzeichnung keine Gerade, sondern eine mehr oder weniger geschwungene Kurve. Je kleiner dabei ihr Winkel zur Horizontalen ist, um so grösser ist der Gradient, um so ausgeprägter die Sprungschicht. Unser Vorgehen beim Einmessen der Sprungschicht hat es mit sich gebracht, dass der Gradient am Ende immer gerade unter 0,5° C/m sank und in über 50% der Fälle mit 0,5° C den Anfang markierte. Da in der Literatur zumeist nur der Maximalwert des Gradienten z. Z. der intensivsten Sprungschichtausbildung benannt wird — selten ist dabei der

Monat mitvermerkt —, haben wir aus dem Gesamt unserer Thermoklinen pro Monat die Durchschnittslage mit dem grössten Gradienten bestimmt und sind zu den in Tab. 11 folgenden Resultaten gelangt.

Zu- und Abnahme der Gradientenzahlen lassen die Intensität der Schichtneigungen erkennen, die Tiefenangabe ein langsames Wandern der Thermokline, die bekanntlich im Herbst ihre tiefste Lage erreicht. In seiner Maximalausprägung im August/September entspricht unsere Temperaturkurve jener, die ECKEL (1957) für den ersten Seetyp beschreibt: «Die Mächtigkeit der gradientstarken Schicht beträgt ... etwa 5—7 Meter, der Gradient ist von der Grössenordnung $2,7^{\circ}\text{C}$ pro Meter» (S. 340). Die Mächtigkeit der Gesamtsprungschicht nochmals auf die Mächtigkeit der gradientstärksten Schicht zu differenzieren, haben wir wegen der fließenden Übergänge von schwachem zu starkem und wieder zu schwachem Temperaturgefälle nicht für nötig erachtet.

Als Zusammenfassung unserer Ermittlungen und zur schnellen Orientierung über die monatliche Lage und Mächtigkeit der einzelnen Schichten, stellen wir ein sehr allgemein zu verstehendes Schema in Abbildung 9 vor.

VI. Der Wärmehalt des Zürichsees

1. Zur Berechnung des Wärmehaltes

In diesem Kapitel wollen wir — wie erstmals FOREL (1893) bei seinen Bodenseeuntersuchungen — über die blossе Thermometrie hinausgehen und den Wärmehalt des Sees in Kalorien ermitteln. FORELS Publikationen hatten die Aufmerksamkeit zahlreicher Wissenschaftler angeregt. AUFSSESS (1905) äusserte damals: «Es wäre von hohem Interesse, wenn einmal an einem oder mehreren Seen durch einige Jahre hindurch Temperaturbeobachtungen ... ausgeführt würden, um zu sehen, ob ein See mit der Zeit Sommerwärme speichert oder ob sein Wärmegehalt allmählich abnimmt» (S. 114). Die bis heute fortlaufenden Erhebungen haben diese Frage im wesentlichen beantwortet, denn wenn nur das eine oder das andere zuträfe, so müsste zu irgendeinem Zeitpunkt ein See entweder für immer gefrieren oder den Siedepunkt erreichen.

Solche und ähnliche Fragen führten seit der Jahrhundertwende zu verschiedenartigen Auseinandersetzungen über die Bedeutung und die Methoden der Erforschung des Wärmehaltes von Seen. Die Vor- und Nachteile unterschiedlicher Wege zur Errechnung von Kaloriengehalten haben HALBFASS (1923) und HUTCHINSON (1957) ausführlich besprochen. Unser Vorgehen lässt sich mit den Worten KELLERS (1961) begründen und erklären: «Die Wärmemenge (in Kalorien), welche einer Wassermasse zugeführt werden muss, um sie von 0°C auf eine bestimmte Temperatur $t^{\circ}\text{C}$ zu erwärmen, nennt man den Wärmehalt. Da die spezifische Wärme des Wassers 1 ist, kann man den Wärmehalt eines Sees aus dem Volumen und der mittleren Temperatur durch Multiplikation berechnen» (S. 216).

Das Volumen gliederten wir auf Grund des Längsprofils (Abb. 2) in die Schichten 0—10 m und 10—20 m, dann setzt der Steilabfall der Beckenwände ein, womit eine

langsame, kontinuierliche Abnahme des Volumens verbunden ist, so dass die Schichten je 20-m-Mächtigkeit zusammengefasst werden konnten. Die jeweiligen Rauminhalte (Tab. 1) wurden mit dem arithmetischen Temperaturmittel jeder Schicht multipliziert und die daraus hervorgegangenen Produkte zur Wärmesumme des Gesamtsees in einer bestimmten Zeit addiert. Dabei verfügten wir pro Monat vom Mai bis zum Oktober über je 13 Temperaturangaben von 0—10 m, über weitere 8 bis zu 20 m, über 6 bis zu 40 m und über 4 je Schicht bis zum Grunde. In der Zeit vom November bis zum April lagen bei ausgedehntem isothermem Epilimnion oder bei Homothermie verständlicherweise weniger Messwerte von 0—40 m vor.

Es ist wesentlich, die Volumina und ihre betreffenden Temperaturwerte stufenweise zu berücksichtigen, denn bei einer Generalisierung auf die Form eines Zylinders über der tiefsten Stelle, wie dies FOREL zuerst versuchte, kommen viel zu hohe und mit anderen Seen nicht vergleichbare Werte für die Kalorienbeträge heraus.

Um die monatlichen und jährlichen Resultate von Wärmeinhaltsberechnungen miteinander vergleichen zu können, hätte für unser Objekt allein die Angabe in Cal. für das gesamte Volumen oder die Publikation der Mitteltemperaturen, die hier das räumliche Temperaturmittel aller Schichten bis zum Grund darstellen, genügt. Für die vergleichende Seenforschung hingegen besagen solche Zahlen wenig, weil sie sich von der speziellen Beckenmorphologie herleiten, die für jedes andere Seeindividuum unterschiedliche morphometrische Werte in die Berechnung eingehen lässt. Deshalb setzt man für überregionale Betrachtung ein neues Generalmass ein: Die Wärmemenge wird in cal. pro cm^2 Seareal über der mittleren Tiefe angegeben. Wenn die monatliche Mitteltemperatur des ganzen Sees berechnet ist, kann durch Multiplikation mit der mittleren Tiefe, angegeben in cm (= 5400), der Wärmegehalt unter jedem cm^2 der Oberfläche festgestellt werden.

2. Der Kaloriengehalt des Zürichsees pro Monat und Jahr von 1937 bis 1963

Ehe wir nun die grosse Anzahl der Ergebnisse bringen, soll an Hand eines Vergleichs eine Vorstellung von der Grösse unserer Kalorienprodukte und -summen vermittelt werden: Wir greifen beispielshalber vor auf Tab. 15 und finden dort von einem zum anderen Monat als maximalen Wärmegewinn $12420 \text{ cal.cm}^{-2}$ und als minimalen 5400 cal.cm^{-2} . Wenn wir diese Produkte durch 30 dividieren, gelangen wir zu dem täglichen Kalorienzuwachs von 414, bzw. 180 cal.cm^{-2} . Aus dem Wärmehaushalt der Atmosphäre können wir nun bekannte Daten heranziehen, die die unseren zu veranschaulichen vermögen: «Die Horizontalfläche im mittleren Norddeutschland erhält im Laufe eines heiteren Sommertages etwa 500 cal.cm^{-2} pro Tag. Was könnte mit dieser Wärmemenge bewirkt werden? Wenn sie ganz zur Erwärmung von Wasser gebraucht würde, so könnte mit diesen 500 cal eine Wassersäule von 5 m Höhe um 1°C erwärmt werden; wenn die ganze Wärme im obersten halben Meter steckenbliebe, wäre die Erwärmung dort 10°C » (Geophysik, Fischer-Lexikon, S. 267). Danach würde zum Beispiel die cal-Zunahme vom Minimum bis zum Maximum 1937 (Tab. 12) mit der Wärmedifferenz von $28080 \text{ cal.cm}^{-2}$ der Sonneneinstrahlung von 56 heiteren Sommertagen entsprechen. Dieser Hinweis mag als Ver-

Tabellen 12a und b. Zusammenstellung des Wärmeinhaltes der einzelnen Schichten; Ableitung des Wärmetotals, der Mitteltemperatur und des cal-Gehaltes pro cm² über der mittleren Tiefe pro Monat in den Jahren 1937 und 1963.

- Wärmetotal = Summe des Wärmeinhaltes der einzelnen Schichten.
- Mitteltemperatur = Wärmetotal dividiert durch das gesamte Seevolumen.
- cal. cm⁻² = Mitteltemperatur multipliziert mit der mittleren Tiefe in cm.

Tabelle 12a. Wärmeinhalt 1937

m Schicht	0—10	—20	—40	—60	—80	—100	—120	—140	km ³ _{3,4}	bei einer mittl. Tiefe v. 5400 cm		
m ³ Vol. × 10 ⁶	687	521	650	495	403	331	251	85		10 ¹² ×	M	cal · cm ⁻²
Cal	← 10 ⁸ × →								16,3			
Januar	33000	25538	31864	24279	19353	14577	11066	3743				
Februar	31625	23975	29913	22793	18547	14908	11317	3757	15,7	4,6	24840	
März	31625	23975	29913	22297	18144	19577	11066	3757	16,0	4,7	25380	
April	49500	31272	35116	22793	18547	14908	11066	3757	18,7	5,5	29700	
Mai	94875	39090	37717	25766	18547	15239	11317	3743	24,6	7,3	39420	
Juni	121000	59938	42919	26757	18950	15239	11317	3743	30,0	8,8	47520	
Juli	132000	78180	47471	26261	18950	15239	11317	3743	33,3	9,8	52920	
August	145312	61501	40968	26261	19353	15239	11569	3828	32,4	9,5	51300	
September	107240	58374	43570	27252	19353	15239	11317	3743	28,6	8,4	45360	
Oktober	81812	50456	40968	26261	18950	15239	11317	3743	24,9	7,3	39420	
November	63937	43259	42269	27748	20160	15239	11317	3743	22,8	6,7	36180	
Dezember	36437	28144	35766	24775	18950	15239	11317	3743	17,4	5,1	27540	
M = Mitteltemperatur									Jahresmittel:	23,4	6,9	37260

Tabelle 12b. Wärmeinhalt 1963

m Schicht	0—10	—20	—40	—60	—80	—100	—120	—140	km ³ _{3,4}	bei einer mittl. Tiefe v. 5400 cm		
m ³ Vol. × 10 ⁶	687	521	650	495	403	331	251	85		10 ¹² ×	M	cal · cm ⁻²
Cal	← 10 ⁸ × →								14,1			
Januar	24750	20848	27312	21306	17740	14577	11066	3757				
Februar	8937	12508	21459	19324	16934	14577	11066	3672	11,0	3,2	17280	
März	12375	13551	23410	19820	16934	14577	11066	3757	11,5	3,4	18360	
April	42050	22411	26662	19820	16934	14245	11066	3757	15,7	4,6	24860	
Mai	74250	26060	29263	20811	16934	13914	10814	3672	19,7	5,7	30780	
Juni	89962	31272	28613	20811	17337	13914	10814	3672	21,6	6,4	34560	
Juli	118937	34399	29913	21306	17337	14245	10814	3672	25,1	7,4	39960	
August	124437	37005	32515	23288	17740	14577	11066	3757	26,1	7,7	41580	
September	114125	40653	35116	22793	17337	14245	11066	3843	25,9	7,6	41040	
Oktober	99687	41696	32515	21306	16128	13252	10060	3416	23,8	7,0	37800	
November	78365	47950	36416	23288	17740	14245	11066	3672	23,3	6,8	36720	
Dezember	46750	34920	37067	22793	17740	14245	11066	3672	18,8	5,5	29700	
M = Mitteltemperatur									Jahresmittel:	19,7	5,8	31320

gleichsgrundlage zur besseren Vergegenwärtigung der folgenden Grössenangaben dienen.

Mit den detaillierten Rechenergebnissen aus den sehr unterschiedlichen Jahren 1937 und 1963 wollen wir in Tabelle 12a und b zeigen, wie wir zu den summarischen Angaben aller monatlichen Wärmeinhalte gelangten.

Diese Angaben vermitteln ein Bild von der vertikalen Gliederung, den Volumina pro Schicht und den in ihnen enthaltenen Kalorien zu einer bestimmten Zeit. Die Wärmegehalte in den verschiedenen Monaten und Tiefenstufen spiegeln die zeitlichen und räumlichen Variationen wider, die in den vorangehenden Temperaturanalysen erläutert wurden: die Minima und Maxima erfahren gegen die Tiefe eine Phasenverschiebung; die Amplituden nehmen von Stufe zu Stufe ab und die jährlichen Schwankungen fallen in den Tiefenregionen kaum noch ins Gewicht.

Die drei letzten Kolonnen vermitteln den Überblick über die monatlichen und jährlichen Wärmemengen. Sie sind auf verschiedene Arten angezeigt:

- als Summe der Kalorien aller Schichten,
- als Mitteltemperatur und
- als cal unter jedem cm² des Seereals, bezogen auf die mittlere Tiefe.

Dabei gewährt die erste Kolonne einen Einblick in die grossen Energiemengen in See und ihren wechselnden Betrag in den einzelnen Monaten; Kolonne 2 ist durch die einfachen und vertrauten Temperaturangaben der geeignetste Ausgangspunkt für chronologische und energetische Vergleiche und den Versuch einer Systeme-

Tabelle 13a-f. Monatliche und jährliche Wärmeinhalte des Zürichsees von 1937 bis 1963

Tabelle 13a. Wärmeverhältnisse im Zürichsee 1937—1940

	1937			1938			1939			1940		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Januar	16,3	4,8	25920	15,4	4,5	24300	15,6	4,6	24840	15,8	4,7	25380
Februar	15,7	4,6	24840	14,2	4,2	22680	14,0	4,1	22140	14,6	4,3	23220
März	16,0	4,7	25380	14,1	4,2	22680	14,0	4,1	22140	11,9	3,5	18900
April	18,7	5,5	29700	16,2	4,8	25920	18,1	5,3	28620	14,1	4,2	22680
Mai	24,6	7,3	39420	19,4	5,7	30780	20,5	6,0	32400	21,5	6,3	34020
Juni	30,0	8,8	47520	27,2	8,0	43200	24,4	7,2	38880	25,1	7,4	39960
Juli	33,3	9,8	52920	29,5	8,7	46980	26,9	7,9	42660	25,6	7,5	40500
August	32,4	9,5	51300	31,5	9,3	50220	28,1	8,3	44820	27,9	8,2	44280
September	28,6	8,4	45360	29,6	8,7	46980	27,4	8,1	43740	28,3	8,3	44820
Oktober	24,9	7,3	39420	28,4	8,3	44820	21,8	6,4	34560	25,3	7,4	39960
November	22,8	6,7	36180	24,4	7,2	38880	21,1	6,2	33480	21,3	6,3	34020
Dezember	17,4	5,1	27540	22,7	6,7	36180	18,2	5,4	29160	17,7	5,2	28080
Jahresmittel	23,4	6,9	37260	22,7	6,7	36180	20,8	6,1	32940	20,5	6,0	32400

1 = Wärmeinhalt des Sees in 10¹² Cal }
 2 = Mitteltemperatur des Sees in °C } bei einem Volumen von 3,4 km³
 3 = cal · cm⁻² bei einer mittleren Tiefe von 5400 cm

Tabelle 13b. Wärmeverhältnisse im Zürichsee 1944—1947

	1944			1945			1946			1947		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Januar	17,1	5,0	27000	13,2	3,9	21060	13,1	3,9	21060	14,1	4,2	22680
Februar	13,8	4,1	22140	12,9	3,8	20520	13,1	3,9	21060	11,6	3,4	18360
März	13,2	3,9	21060	12,6	3,7	19980	13,1	3,9	21060	12,2	3,6	19440
April	17,6	5,2	28080	20,4	6,0	32400	17,4	5,1	27540	15,7	4,6	24840
Mai	20,7	6,1	32940	20,6	6,1	32940	21,0	6,2	33480	23,2	6,8	36720
Juni	22,9	6,8	36720	25,6	7,5	40500	22,5	6,6	35640	26,6	7,8	42120
Juli	26,3	7,7	41580	27,3	8,0	43200	27,8	8,2	44280	27,6	8,1	43740
August	28,7	8,5	45900	29,6	8,7	46980	28,0	8,3	44820	29,2	8,6	46440
September	31,4	9,3	50220	26,5	7,8	42120	26,7	7,9	42660	27,8	8,2	44280
Oktober	24,4	7,2	38880	24,9	7,4	39960	23,7	7,0	37800	27,0	7,9	42660
November	20,1	5,9	31860	22,0	6,5	35100	20,6	6,1	32940	19,9	5,9	31860
Dezember	17,8	5,3	28620	16,9	5,0	27000	18,0	5,3	28620	18,7	5,5	29700
Jahresmittel	21,2	6,2	33480	21,0	6,2	33480	20,4	6,0	32400	21,1	6,2	33480

Tabelle 13c. Wärmeverhältnisse im Zürichsee 1948—1951

	1948			1949			1950			1951		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Januar	16,8	5,0	27000	16,0	4,7	25380	17,5	5,1	27540	15,0	4,4	23760
Februar	13,5	4,0	21600	14,2	4,2	22680	15,1	4,4	23760	14,6	4,3	23220
März	16,3	4,8	25920	14,0	4,1	22140	16,2	4,8	25920	14,6	4,3	23220
April	21,7	6,4	34560	20,1	5,9	31860	17,8	5,3	28620	16,1	4,7	25380
Mai	23,7	7,0	37800	21,7	6,4	34560	22,3	6,6	35640	21,4	6,3	34020
Juni	28,1	8,3	44820	26,6	7,8	42120	26,0	7,7	41580	24,1	7,1	38340
Juli	27,2	8,0	43200	27,5	8,1	43740	28,7	8,4	45360	27,7	8,1	43740
August	28,9	8,5	45900	29,9	8,8	47520	28,6	8,4	45360	26,5	7,8	42120
September	28,9	8,5	45900	29,7	8,8	47520	27,7	8,1	43740	28,3	8,3	44820
Oktober	27,6	8,1	43740	31,4	9,2	49680	27,1	8,0	43200	26,6	7,8	42120
November	24,1	7,1	38340	21,9	6,4	34560	22,7	6,7	36180	25,0	7,4	39960
Dezember	20,6	6,1	32940	20,9	6,2	33480	20,1	5,9	31860	20,7	6,1	32940
Jahresmittel	22,4	6,6	35640	22,8	6,7	36180	22,5	6,6	35640	21,7	6,4	34560

1 = Wärmehalt des Sees in 10^{12} Cal }
 2 = Mitteltemperatur des Sees in $^{\circ}$ C } bei einem Volumen von $3,4 \text{ km}^3$
 3 = $\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2}$ bei einer mittleren Tiefe von 5400 cm

Tabelle 13d. Wärmeverhältnisse im Zürichsee 1952—1955

	1952			1953			1954			1955		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Januar	16,9	5,0	27000	14,4	4,2	22680	15,7	4,6	24840	15,9	4,7	25380
Februar	14,0	4,1	22140	12,9	3,8	20520	11,6	3,4	18360	15,7	4,6	24840
März	14,0	4,1	22140	11,5	3,4	18360	12,6	3,7	19980	13,6	4,0	21600
April	17,8	5,2	28080	15,3	4,5	24300	15,2	4,5	24300	14,7	4,3	23220
Mai	22,0	6,5	35100	18,9	5,6	30240	20,5	6,0	32400	20,0	5,9	31860
Juni	22,8	6,7	36180	23,3	6,9	37260	22,9	6,7	36180	21,3	6,3	34020
Juli	26,1	7,7	41580	24,2	7,1	38340	24,0	7,1	38340	24,9	7,3	39420
August	27,5	8,1	43740	26,9	7,9	42660	25,5	7,5	40500	25,7	7,6	41040
September	26,0	7,7	41580	26,6	7,8	42120	26,8	7,9	42660	27,7	8,2	44280
Oktober	23,1	6,8	36720	25,4	7,5	40500	24,8	7,3	39420	23,9	7,0	37800
November	22,6	6,6	35640	22,0	6,5	35100	22,0	6,5	35100	22,1	6,5	35100
Dezember	18,4	5,4	29160	18,9	5,6	30240	19,3	5,7	30780	18,2	5,4	29160
Jahresmittel	20,9	6,1	32940	20,0	5,9	31860	20,1	5,9	31860	20,3	6,0	32400

Tabelle 13e. Wärmeverhältnisse im Zürichsee 1956—1959

	1956			1957			1958			1959		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Januar	18,1	5,3	28620	14,0	4,1	22140	16,2	4,8	25920	16,4	4,8	25920
Februar	12,3	3,6	19440	13,4	3,9	21060	15,5	4,6	24840	14,8	4,4	23760
März	12,0	3,5	18900	15,2	4,5	24300	14,0	4,1	22140	14,3	4,2	22680
April	13,7	4,0	21600	17,8	5,2	28080	14,7	4,3	23220	17,4	5,1	27540
Mai	20,5	6,0	32400	19,3	5,7	30780	20,9	6,2	33480	22,4	6,6	35640
Juni	22,5	6,6	35640	24,5	7,2	38880	24,5	7,2	38880	25,1	7,4	39960
Juli	25,5	7,5	40500	26,4	7,8	42120	26,9	7,9	42660	26,2	7,7	41580
August	26,9	7,9	42660	27,9	8,2	44280	26,7	7,8	42120	28,1	8,3	44820
September	26,1	7,7	41580	27,9	8,2	44280	28,6	8,4	45360	28,4	8,4	45360
Oktober	23,9	7,0	37800	24,8	7,3	39420	25,9	7,6	41040	25,1	7,4	39960
November	19,8	5,8	31320	23,5	6,9	37260	21,7	6,4	34560	20,5	6,0	32400
Dezember	17,4	5,1	27540	19,5	5,7	30780	19,0	5,6	30240	17,9	5,3	28620
Jahresmittel	19,9	5,9	31320	21,2	6,2	33480	21,2	6,2	33480	21,4	6,3	34020

1 = Wärmehalt des Sees in 10^{12} Cal }
 2 = Mitteltemperatur des Sees in ° C } bei einem Volumen von $3,4 \text{ km}^3$
 3 = $\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2}$ bei einer mittleren Tiefe von 5400 cm

Tabelle 13f. Wärmeverhältnisse im Zürichsee 1960—1963

	1960			1961			1962			1963		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Januar	16,2	4,8	25920	16,0	4,7	25380	17,2	5,1	27540	14,1	4,1	22140
Februar	13,5	4,0	21600	14,7	4,3	23220	14,8	4,4	23760	11,0	3,2	17280
März	14,5	4,3	23220	16,6	4,9	26460	14,6	4,3	23220	11,5	3,4	18360
April	17,6	5,2	28080	20,7	6,1	32940	18,1	5,3	28620	15,7	4,6	24860
Mai	23,0	6,8	36720	22,6	6,6	35640	20,9	6,2	33480	19,7	5,7	30780
Juni	24,9	7,3	39420	26,5	7,8	42120	24,5	7,2	38880	21,6	6,4	34560
Juli	23,7	7,0	37800	29,1	8,6	46440	28,0	8,2	44280	25,1	7,4	39960
August	25,2	7,4	39960	30,4	8,9	48060	28,3	8,3	44820	26,1	7,7	41580
September	26,7	7,9	42660	30,8	9,1	49140	29,3	8,6	46440	25,9	7,6	41040
Oktober	24,4	7,2	38880	28,6	8,4	45360	25,7	7,6	41040	23,8	7,0	37800
November	22,3	6,6	35640	23,2	6,8	36720	22,7	6,7	36180	23,3	6,8	36720
Dezember	19,3	5,7	30780	20,8	6,1	32940	18,1	5,3	28620	18,8	5,5	29700
Jahresmittel	20,9	6,1	32940	23,3	6,9	37260	21,9	6,5	35100	19,7	5,8	31320

1 = Wärmehalt des Sees in 10^{12} Cal }
 2 = Mitteltemperatur des Sees in $^{\circ}$ C } bei einem Volumen von $3,4 \text{ km}^3$
 3 = $\text{cal} \cdot \text{cm}^{-2}$ bei einer mittleren Tiefe von 5400 cm

matisierung; mit Kolonne 3 wird uns die Möglichkeit zum Wärmevergleich mit jedem beliebigen See gegeben. Diese drei Spalten bringen wir als Resultate unserer Berechnungen und als Grundlage der weiteren Untersuchungen im Abriss aller Jahre in den Tabellen 13a bis f.

Aus den Ergebnissen lassen sich Gang und Grad des Wärmegewinnes und -verlustes zu jeder Zeit bestimmen. Wir werden ihnen nachgehen und dann versuchen, an Hand des 24-jährlichen Geschehens das Typische herauszufinden, um an ihm andere Monate und Jahre oder andere Objekte messen zu können.

a) Chronologischer und quantitativer Vergleich der Wärmemengen

Die beste Übersicht über diese Vielzahl von Daten lässt sich zunächst aus der Betrachtung der Minima und Maxima in ihrem zeitlichen Auftreten und nach ihrer Quantität gewinnen. Dafür wollen wir die Kulminationspunkte zuerst zeitlich herausgreifen (Tab. 14).

Diese Analyse ergibt, dass in bezug auf die Gesamtwassermasse das Maximum zweimal im Juli erreicht wird, elfmal im August, zehnmal im September und einmal im Oktober. Das Minimum entfällt einmal auf den Januar, dreizehnmal auf den Februar und zehnmal auf den März. Vom August bis zum Februar und wieder zum August vollziehen sich durchwegs Abkühlung und Erwärmung unseres Gesamtobjekts.

Wie ein Zahlenvergleich der aufeinanderfolgenden Monate zeigt, erfolgt die Temperaturzunahme weniger gleichmässig als die -abnahme. Gewöhnlich ist die

Tabelle 14. Die Zeit des Minimums und Maximums bei den jährlichen Mitteltemperaturen
 In Klammer = Fortdauer der extremen Verhältnisse

Jahr	Erreichen des	
	Minimums	Maximums
1937	Februar	Juli
1938	Februar (März)	August
1939	Februar (März)	August
1940	März	September
1944	März	September
1945	März	August
1946	Januar (März)	August
1947	Februar	August
1948	Februar	August (September)
1949	März	Oktober
1950	Februar	Juli (August)
1951	Februar (März)	September
1952	Februar (März)	August
1953	März	August
1954	Februar	September
1955	März	September
1956	März	August
1957	Februar	August (September)
1958	März	September
1959	März	September
1960	Februar	September
1961	Februar	September
1962	März	September
1963	Februar	August

Rate des Wärmeeintritts in Seen unseres Breitengrades im späten Frühjahr und eventuell im frühen Sommer am höchsten.

Aus Tab. 15 geht hervor, dass der grösste Wärmegewinn sechsmal vom März zum April registriert werden konnte, zwölfmal vom April zum Mai, sechsmal vom Mai zum Juni und noch zweimal vom Juni zum Juli. Dabei besagt die Höhe des in dem betreffenden Jahr höchsten Wärmeschubes noch nichts über den Wärmezustand des Sees; sie gibt als relative Zahl ohne Benennung des Ausgangswertes lediglich an, wie gross der höchste Wärmegewinn von einem zum anderen Monat in einem Jahr ist und was als Maximal-, bzw. als Minimalwert erwartet werden kann. Der Wärmehaushalt als Ganzes ist aber bestimmt von dem niedrigsten Kaloriengehalt in einem Jahr und von der Stetigkeit, Höhe und Dauer des Energiezuwachses bis zum Scheitelpunkt und der Art und Grösse der folgenden Energieabnahme (vgl. Abb. 13). Unter diesen Faktoren wollen wir zunächst den pro Winter dem See verbliebenen Wärmeverrat und den pro Sommer erzielten höchsten Betrag (vgl. Tab. 13) festhalten.

Die jährlichen Minima und Maxima sind in Abb. 10 der Ordinate zugeordnet. Der Gewinn, bzw. der Verlust an Wärme lässt sich quantitativ sowohl aus der Differenz der Temperatur oder der cal. cm^{-2} als auch aus der Länge der Pfeile ablesen. Ausserdem wird hier das Mass des grössten und des geringsten Wärmeverrates im See zu einer bestimmten Zeit (vgl. Tab. 14) mit der Spitze der Pfeile gekennzeichnet.

Tabelle 15. Zeit und Betrag des jährlich grössten Wärmegewinns für den See während eines Monats

Jahr	Zeit	Mitteltemp. ° C	cal · cm ⁻²	
1937	April/Mai	1,8	9720	
1938	Mai/Juni	2,3	12420	
1939	Mai/Juni	1,2	6480	= Maximum
1940	April/Mai	2,1	11340	
1944	März/April	1,3	7020	
1945	März/April	2,3	12420	
1946	Juni/Juli	1,6	8640	
1947	April/Mai	2,2	11880	
1948	März/April	1,6	8640	
1949	März/April	1,8	9720	
1950	April/Mai	1,3	7020	
1951	April/Mai	1,6	8640	
1952	April/Mai	1,3	7020	
1953	Mai/Juni	1,3	7020	
1954	April/Mai	1,5	8100	
1955	April/Mai	1,6	8640	
1956	April/Mai	2,0	10800	
1957	Mai/Juni	1,5	8100	
1958	April/Mai	1,9	10260	
1959	April/Mai	1,5	8100	
1960	April/Mai	1,6	8640	
1961	März/April ⁺	1,2	6480	
1962	Mai/Juni ⁺⁺	1,0	5400	= Minimum
1963	März/April	1,2	6480	

+ = Mai/Juni, ++ = Juni/Juli.

Sie lassen die bisher grösste Wärmemenge z. Z. des Maximums 1937 und die geringste beim Erreichen des Minimums 1963 erkennen. Die Differenz macht 6,6° C aus, eine Grösse, die aber niemals von einem zum anderen Jahr erreicht wird.

Bei dimiktischen und fakultativ meromiktischen Seen wird wegen des eigentümlichen Dichtemaximums des Wassers der Erwärmungsvorgang, wie auch der Abkühlungsvorgang, in zwei Phasen unterteilt (vgl. S. 61): dabei bezeichnet man gesondert die Kalorienmenge, die der See von seinem Minimalgehalt bis zum Erreichen der 4°-C-Grenze aufnimmt, als winterlichen Wärmegewinn und den Kalorienzuwachs, der aus dem Temperaturanstieg von 4° C bis zum Maximum resultiert, als sommerlichen Wärmegewinn. Die Summe der beiden ergibt die jährliche Wärmeeinnahme. Wir sehen, dass für unser Objekt als Ganzes diese Unterteilung in zwei Wärmeeinzuwachsrate nicht alljährlich vorgenommen werden kann, weil die fallenden Seetemperaturen in der Mehrzahl der Jahre die 4°-C-Grenze (= 21 600 cal · cm⁻²) nicht unterschreiten, sie sogar häufig nicht einmal erreichen. Einen winterlichen Wärmegewinn des Sees finden wir nur in den folgenden Jahren: 1940, 1944, 1945, 1946, 1947, 1953, 1954, 1956, 1957 und 1963.

Diese Wärmeeinnahmen und -ausgaben machen gemeinsam das Wärmebudget des Sees aus. Zum totalen Wärmeinhalt gelangen wir aber erst, wenn wir die bereits vorhandene und stets verbleibende Energiemenge von 0° C an bis zum Ausgangs-

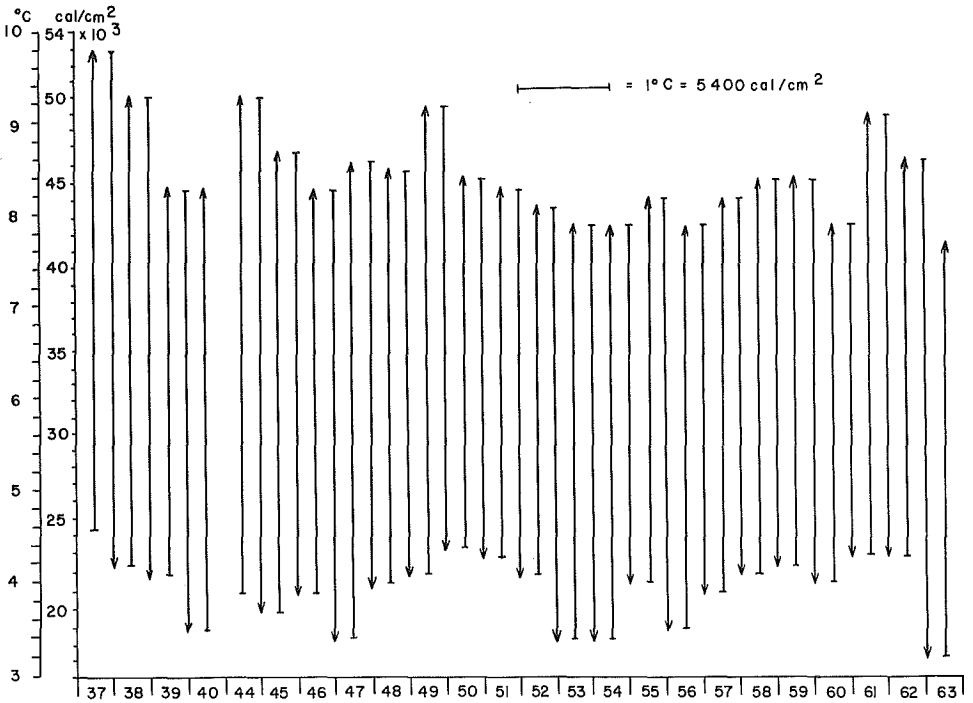


Abb. 10. Erzielte Mitteltemperatur- und Kalorienbeträge am Ende der jährlichen Abkühlungs- und Erwärmungsphasen.

und Endpunkt der einzelnen Wärmeposten mit berücksichtigen. So lässt sich bei den abwärts gekehrten Pfeilspitzen mit Orientierung an der Ordinate die Wärmeenergie ablesen, die dem See bei der Abkühlung auf das Jahresminimum erhalten bleibt und selbst im strengsten Winter als Guthaben von wenigstens 17280 cal.cm⁻² in den neuerlichen Wärmegewinn eingeht.

Unter den Kulminationspunkten der einzelnen Jahre erkennen wir nun solche mit gleichen Minima wie 1946/47, 1952/53 und 1953/54 und andere mit Übereinstimmung ihrer Maxima, wie 1950, 1958 und 1959. Aus diesem einen Merkmal lässt sich jedoch noch nichts über Entsprechungen im Wärmehaushalt der Jahre sagen, denn dieser wird nicht allein durch die Scheitelwerte, sondern vielmehr durch die monatlichen Einnahmen und Ausgaben bestimmt. Erst das Studium der Jahresverläufe der Mitteltemperaturen — die in einer Kurvendarstellung ganz verschiedene Flächen umschreiben und damit unterschiedliche Wärmeinhalte anzeigen — kann zur Beantwortung einer uns interessierenden Frage führen: sind im See kalte und warme Jahre wie zu Lande zu benennen, und kommen die einen oder anderen häufiger oder regelmässig vor?

In der Meteorologie werden die einzelnen Elemente mit «normalen» Summen oder Mitteln verglichen, die aus langjährigen Messreihen herrühren. Positive oder negative Abweichungen von diesen Werten reihen die Jahre ein unter die warmen

oder kalten, die sonnenarmen oder -reichen, die trockenen oder feuchten. Welches aber ist das Mass für eine thermische Beurteilung des Sees?

b) Ermittlung monatlicher Normalwerte der Mitteltemperaturen des Zürichsees

Aus der Fülle unserer Daten liess sich analog zum System der Beurteilung von Lufttemperaturen auf Grund von Mittelwertberechnungen ein Normbild des thermischen Geschehens im Zürichsee entwerfen. Die folgenden Resultate haben sich als Norm für den Jahresverlauf der Mitteltemperaturen herausgestellt; an ihnen sollen andere Monate und Jahre gemessen und nach ihren positiven und negativen Abweichungen klassifiziert werden.

Tabelle 16. Monatliche Durchschnittswerte der Kalorien- und Mitteltemperaturbeträge aus den Messergebnissen von 1937 bis 1963

	Cal $\times 10^{12}$	Mitteltemp. $^{\circ}\text{C}$	cal $\cdot \text{cm}^{-2}$
Januar	15,6	4,6	24840
Februar	13,9	4,1	22140
März	13,9	4,1	22140
April	17,0	5,0	27000
Mai	21,4	6,3	34020
Juni	24,8	7,3	39420
Juli	26,9	7,9	42660
August	28,2	8,3	44820
September	27,9	8,2	44280
Oktober	25,5	7,5	40500
November	22,1	6,5	35100
Dezember	19,0	5,6	30240
Jahresamplitude	14,3	4,2	22680
Jahresdurchschnitt	21,4	6,3	34000

Wir erkennen in Tab. 16 die Monate Februar und März als gleichkalt; in der Realität wird diese Stetigkeit selten erreicht, weil aber beide Monate die tiefsten Seemitteltemperaturen ergeben können, leitet sich aus dem Wechsel ein für die Theorie gleicher Durchschnittswert ab. Die wärmsten Monate August und September unterscheiden sich um nur $\frac{1}{10}^{\circ}\text{C}$; tatsächlich kann jedoch das Maximum grössenmässig sehr variieren und auch zeitlich, da es vom Juli bis zum Oktober erreicht werden kann, wenn natürlich auch nur sehr selten in den genannten Randmonaten. Der grösste Wärmegewinn wird im Durchschnitt auf den Mai erzielt, danach schwächt sich die Zuwachsrates ab. Nach Erreichen des Maximums wird zunächst ein langsamer, dann für einen Monat schnellerer Wärmeverlust registriert, der schliesslich vom Oktober bis zum Januar immer eine annähernd gleiche Differenz ausmacht. Die Jahresamplitude ist mit $4,2^{\circ}\text{C}$ im Vergleich zu jener der Lufttemperaturen von $18,5^{\circ}\text{C}$ (Zürich 1937—1963) relativ niedrig und zeigt an, dass im Hinblick auf die Gesamtwassermasse, durch welche auch Oberflächenextreme eine Reduktion erfahren, ein viel ausgeglicheneres Klima herrscht als am Lande. Die daher von

einem See ausgehenden mildernden Einflüsse auf die angrenzenden Landregionen wurden für unser Gebiet von FREY (1931) untersucht.

Aus den Schlusszeilen der Tab. 13 sind die jährlichen Durchschnittswerte der Mitteltemperaturen bekannt, die insgesamt wiederum eine Mitteltemperatur von 6,3° C bilden. Mit ihrer Zusammenschau soll der Versuch einer Klassifizierung der Seejahre unternommen werden.

c) Klassifizierung der Seejahre auf Grund ihrer Mitteltemperaturdurchschnitte

Betrachten wir zu Anfang die Mitteltemperaturen nach ihrer Grössenordnung (Abb. 11), so sehen wir, dass die eine Begrenzung der Säulendarstellung von den

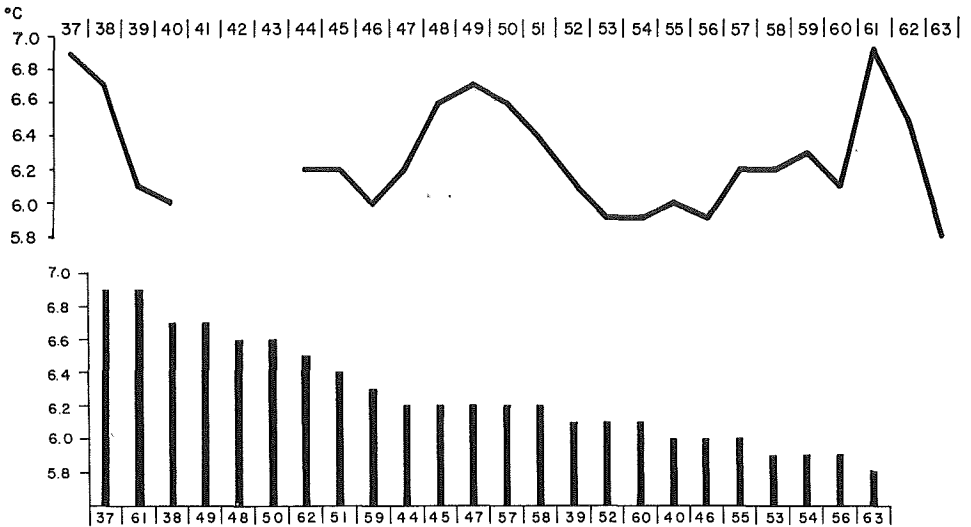


Abb. 11. Durchschnittliche Mitteltemperatur der einzelnen Jahre in chronologischer und quantitativer Folge.

Jahren gebildet wird, welche im Durchschnitt eine Mitteltemperatur von 6,9° C aufzuweisen haben und die andere von jenen Jahren, die bei der Berechnung einen Wert von 5,9 und 5,8° C ergaben. Wir haben an Hand dieser Unterlagen in Tab. 17 als warme Seejahre alle die bezeichnet, die im Jahresdurchschnitt $\geq 6,6^\circ \text{C}$ aufwiesen, als kalte Seejahre solche mit $\leq 6,0^\circ \text{C}$ und als durchschnittliche jene, welche 6,1 bis 6,5° C erreichten.

Es erhebt sich nun die Frage, ob und wie weit sich die monatlichen Mitteltemperaturen solcher einander zugeordneten warmen oder kalten Jahre noch unterscheiden. Um diesem Problem nachgehen zu können, zeichnen wir als beispielhaft die monatlichen Mitteltemperaturen von 1937 und 1961 sowie 1953 und 1963 auf und vergleichen ihre Lage und ihren Verlauf. Der nach Tab. 16 wiedergegebene normale monatliche Gang der Mitteltemperatur stellt das Bezugsobjekt dar, an welchem die wirklichen Ereignisse der Seethermik gemessen werden sollen.

Tabelle 17. Klassifizierung der Seejahre in warme, kalte und durchschnittliche

Warme Jahre		Kalte Jahre		Durchschnittl. Jahre	
Jahr	° C	Jahr	° C	Jahr	° C
1937	6,9	1963	5,8	1939	6,1
1961	6,9	1953	5,9	1952	6,1
1938	6,7	1954	5,9	1960	6,1
1949	6,7	1956	5,9	1944	6,2
1948	6,6	1940	6,0	1945	6,2
1950	6,6	1946	6,0	1947	6,2
		1955	6,0	1957	6,2
				1958	6,2
				1959	6,3
				1951	6,4
				1962	6,5

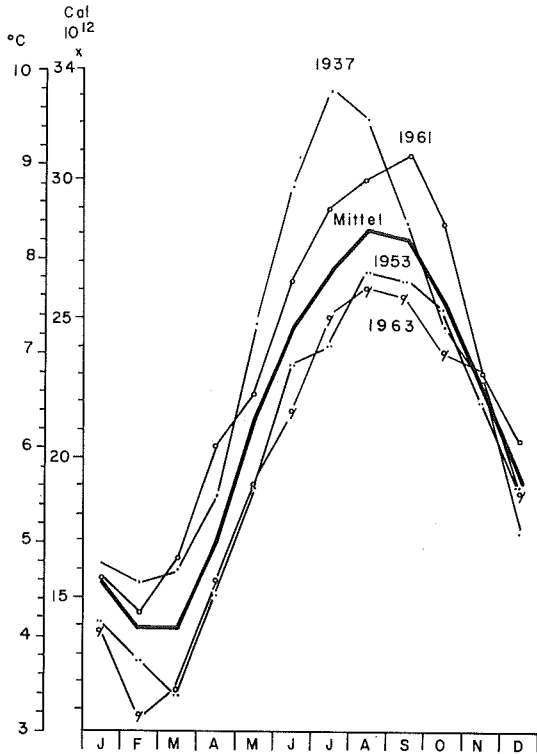


Abb. 12. Der monatliche Gang der Mitteltemperatur im Durchschnitt aller Jahre sowie in kalten und warmen Seejahren.

Aus Abbildung 12 geht hervor, dass sich trotz geringer Amplituden warme Jahre sowohl in den Minima und Maxima als auch im gesamten Verlauf durch positive, kalte Jahre durch negative Differenzen eindeutig vom Durchschnittsverlauf der Seetemperatur abheben. Ferner lässt sich feststellen, dass kalte Jahre untereinander

grössere Ähnlichkeit im thermischen Geschehen aufweisen als warme und besonders durch ihren gleichmässig rapiden Temperaturanstieg vom März bis zum Mai auffallen, wobei die Dichteschwelle von 4°C energisch passiert wird.

Die zahlreichen Variationen im Verlauf warmer Jahre markieren sich in einem grössen- und zeitmässig recht unterschiedlichen Wärmezuwachs: 1937 wird mit einem steilen und schnellen Temperaturanstieg ein frühes Maximum erreicht, dem ein rascher Temperaturabfall folgt; 1961 gewinnt der See seine Wärme langsamer, dafür aber über längere Zeit, und der Verlust derselben geschieht in geringerem Ausmass als 1937. Wenn man diese Vorgänge mit den Kurvenverläufen charakterisieren will, so lässt sich dem Längenwachstum der einen das Breitenwachstum der anderen gegenüberstellen; schliesslich umschreiben beide die gleiche Fläche und drücken darin gleiche Wärmemengen für die genannten Jahre aus.

Die Einzeichnung von Durchschnittsjahren erübrigt sich, weil ihre Mitteltemperaturen zwischen jene der warmen und kalten Jahre zu liegen kommen, wobei grosse Annäherungen an die Mittelwertkurve resultieren. Es könnte nur das klare Bild der bisher dargebotenen Jahresgänge verwischen. Ab Spätherbst, wenn durch aussenbedingte niedrige und fallende Temperaturen von der Seeoberfläche her Konvektionsströmungen ausgelöst werden, wenn Epilimnion und Thermokline allmählich einer Homothermie weichen, zeigen ohnehin alle Jahre ein Zusammenlaufen der Mittelwerte. Eine neuerliche Differenzierung ergibt sich erst am Ende des Winterhalbjahres aus den verbleibenden Wärmereserven und der Intensität, mit welcher die Wärmezufuhr geschieht.

Wenn trotz aller generalisierenden Durchschnittsberechnungen der Extremcharakter eines Jahres erhalten bleibt, wenn beispielsweise aus 24 Jahren das einzige Gfrörijahr (1963) in seiner Mitteltemperatur augenfällig wird, so scheint es gerechtfertigt, auch Seejahre in warme, kalte und durchschnittliche zu gruppieren, selbst wenn die Amplitude vom kältesten zum wärmsten Jahr nur $1,1^{\circ}\text{C}$ ausmacht, denn mit solchen Klassifizierungen können weitere Studien exemplarisch angegangen und intensiviert werden.

3. Zur Frage der Periodizität von hohen und tiefen Jahresmitteltemperaturen

Zahlreiche Beobachtungen am gleichen Objekt haben in der Naturwissenschaft immer wieder die Frage nach Gesetzmässigkeiten aufgeworfen. So liegt es auch hier nahe zu untersuchen, ob sich in der Wiederkehr warmer und kalter Jahre eine Regelmässigkeit zeigt. Aus Abb. 11 geht hervor, dass die Extreme von 1937, 1949 und 1961 mit zwölfjährigen Abständen einander folgen. Die Minima zeichnen sich nicht durch markante Tiefpunktlagen aus, sondern verlaufen eher über eine Reihe von jeweils sieben Jahren: 1939 bis 1946 und 1953 bis 1960. Es ist ein faszinierender Gedanke, den elfjährigen Sonnenzyklus in Beziehung zu unseren Resultaten zu setzen. MAURER (1929) meinte bereits, einen Zusammenhang zwischen der den See beeinflussenden Witterung und der Sonnentätigkeit feststellen zu können und schrieb: «Scharfmarkierte Zeiten geringster Sonnentätigkeit sind höchst selten Epochen strenger Winter ... die Wahrscheinlichkeit eines neuen harten Winters mit totaler Seegfröni

dürfte daher nach der Statistik noch etliche Jahre auf sich warten lassen, denn das nächste Fleckenmaximum wird in seiner normalen Erscheinung kaum vor 1938 zu erwarten sein» (S. 313). Nun fiel die maximale Sonnenfleckenrelativzahl des betreffenden Zyklus in das Jahr 1937, auch 1938 liegt sie noch hoch, und statt der nach MAURER theoretisch möglichen Seegfrörni stehen zwei Jahre mit durchgehend hohen Mitteltemperaturen vor dem Beobachter.

In einer Synopse wollen wir Angaben über die Sonnenfleckenperiodizität den von uns ermittelten Seedaten gegenüberstellen und sehen, ob die Annahme von Zusammenhängen aufrechterhalten werden kann (Tab. 18).

Table 18. Zeitliches Auftreten von maximalen und minimalen Jahresmitteln der Sonnenfleckenrelativzahl¹ und der Seemitteltemperatur

Maxima:			
Sonne	1937	1947	1957
See	1937	1949	1961
Minima:			
Sonne	1944	1954	1964
See	1939—1946	1953—1960	1963— ?

¹ WALDMEIER, 1959, S. 149.

MAURERS Annahme, dass Fleckenmaxima kalte und -minima warme Seejahre begünstigen könnten, trifft nicht zu. Nach unseren Beobachtungen gehen Sonnenfleckenmaxima warme Seejahre parallel oder sie folgen ihnen mit einer — vielleicht spezifisch bedingten? — Verzögerung von bis zu drei Jahren. Kalte Seejahre erstrecken sich über eine grössere Zeitspanne, in der die Sonnenfleckenrelativzahl im Sinken begriffen ist, ihren niedrigsten Wert erreicht und wieder ansteigt.

Sollte man danach Sonnenfleckenmaxima mit hohen bis maximalen Seetemperaturen und Sonnenfleckenminima mit niedrigen bis niedrigsten Mitteltemperaturen in Zusammenhang bringen? Das als Behauptung aus der Gegenüberstellung von knapp drei Zyklen herzuleiten, wäre spekulativ. Erst wenn zum Beispiel über weitere Jahrzehnte an unserem und ähnlichen Objekten entsprechend interpretierbare Resultate erzielt würden, liesse sich auch in der Seethermik eine Periodizität erkennen, die für wissenschaftliche und technische Planungen limnologischer Art massgebend sein könnte.

Vielleicht ergibt sich ein Hinweis auf solar-limnische Zusammenhänge in den Publikationen der langjährigen Temperaturstudien im Bodensee (Deutsche Forschungsgemeinschaft, 1963) oder aus den vielseitigen Auswertungen der Messungen, die im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58 und im Jahr der Ruhigen Sonne 1964/65 durchgeführt wurden.

Früher angestellte Untersuchungen über Pegelschwankungen von Binnenseen in Relation zu dem Auftreten von Sonnenflecken hatten noch keine Ergebnisse über genügend lange Zeit eingetragen, als sie aufgegeben werden mussten, weil durch Stauvorrichtungen und Flussverbauungen Messungen für diesen Zusammenhang sinnlos wurden.

In den Lufttemperaturschwankungen unserer gemässigten Zone hat sich die

elfjährige Periode nicht überzeugend nachweisen lassen. Aber vielleicht macht sich der solare Zyklus auf Grund der physikalischen Eigenschaften des Wassers im Seeklima eher bemerkbar? Es wäre zu untersuchen, inwieweit die periodisch unterschiedlich stark auftretenden Strahlungskomponenten der einzelnen Wellenbereiche primär einen Einfluss auf das An- und Abschwellen der biologischen Produktionsvorgänge ausüben, durch den dann unter erhöhten Absorptions- oder Reflektionsbedingungen sekundär der Temperaturgang der Gewässer stärker gelenkt wird als wir es bisher vermuten.

VII. Meteorologische Einflüsse auf die Veränderungen von Seetemperaturen

1. Mannigfaltigkeit der die Seethermik bestimmenden Faktoren

Bisher haben wir uns mit den horizontalen und vertikalen Veränderungen der Zürichseetemperaturen und mit dem Wärmehaushalt des Gewässers befasst, ohne näher auf die Ursachen einzugehen, die dabei mitbestimmend wirken. Wir haben die Variationsbreite der Temperaturen festgestellt und die unterschiedlichen Höhen bei den Wärmeeinnahmen und -ausgaben, die sich in langjährigen Mitteln wiederum ausgleichen. Dazu haben wir das grosse Datenmaterial zunächst in sich differenziert und für die Interpretation der Verhältnisse überwiegend interne Faktoren herangezogen und die externen noch ausgeklammert gelassen. Als interne Faktoren gelten nach HALBFASS (1923) u. a. Lage, Gestalt, Wassermasse und Schichtungsverhältnisse, als externe die atmosphärischen Vorgänge, kurz: alle Witterungserscheinungen. HALBFASS' Kommentar dazu lautet: «Die Mannigfaltigkeit beider Faktoren erzeugt ein so ungemein buntes Bild, dass sich thermisch kaum zwei Binnenseen einander gleichen» (178); dieser Beobachtung können wir hinzufügen: nach unseren Untersuchungen hat sich gezeigt, dass selbst über lange Zeitspannen nicht einmal zwei gleiche Jahrestemperaturverläufe im selben Objekt anzutreffen sind.

Der Anteil eines jeden die Seethermik mitgestaltenden Faktors ist bisher noch nicht erfasst worden, weil man die Messungen immer auf ein bestimmtes Problem hin orientiert, wodurch die Ausgangsbasis für das gesamte Forschungsfeld lückenhaft bleibt; ausserdem brauchen wir die Klärung von noch offenstehenden Fragen zur Physik der Atmosphäre, um aus solchen Erkenntnissen weitere für die Hydrothermik herleiten zu können.

Wir können deshalb unser Augenmerk wie alle bisherigen Autoren nur und ganz generell auf einige wenige Aussenfaktoren lenken. Dabei wollen wir den Einwirkungen von Sonnenscheindauer, relativer Feuchtigkeit, Lufttemperatur und Wind auf die Veränderungen der Wassertemperaturen in einzelnen Jahren, in den verschiedenen Jahreszeiten und im Monatsverlauf nachgehen. Weil sich die Austauschprozesse zwischen der Atmosphäre und dem Wasser vor allem an der Oberfläche des Sees abspielen, wenden wir dieser Grenzschicht unser besonderes Interesse zu; durch turbulente Bewegungen gelangt der Einfluss des Wetters aber auch in tiefere Wasserschichten, so dass eine Gegenüberstellung der Mitteltemperaturen des Sees mit den meteorologischen Aufzeichnungen ebenfalls als sinnvoll erscheint, und

ausserdem sollte abgeklärt werden, bis zu welcher Tiefe Veränderungen der Seetemperaturen mit solchen der Lufttemperaturen noch klar zu konfrontieren sind.

2. Aufzeichnungen der Lufttemperatur, Sonnenscheindauer, relativen Feuchtigkeit und Windgeschwindigkeit im Vergleich zu monatlichen Seemitteltemperaturen

Aus Abbildung 13 und Tabelle 13 lassen sich die monatlichen Seemitteltemperaturen ablesen. Um einen Vergleich mit der durchschnittlichen Lufttemperatur pro Monat anschaulicher zu gestalten, wurde die Bezugsskala für die relativ wenig schwankende Seetemperatur im Verhältnis zu jener der Lufttemperatur gedehnt. Die Aufzeichnungen der Sonnenscheindauer in Stunden pro Monat haben wir wegen ihrer kontinuierlichen Registrierung dem Vergleich Seetemperatur-Bewölkungsgrad (nur drei Messungen täglich) vorgezogen. In die vergleichende Verlaufsstudie sollen ebenfalls die relative Feuchtigkeit in % pro Monat und die durchschnittliche Windstärke in km pro Stunde und Monat einbezogen werden. Wir haben die Untersuchungsergebnisse insgesamt aufgezeichnet, um dadurch markante Jahresgänge ausfindig machen und an ihnen Ereigniszusammenhänge als exemplarisch interpretieren zu können, die analog, wenn auch weniger ausgeprägt für andere Monate, Jahreszeiten oder Jahre gelten.

Nach den Mitteltemperaturen der Jahre zu urteilen, sind 1937 und 1938 warme Seejahre, 1939 ist ein durchschnittliches. Vergleichen wir damit die meteorologischen Aufzeichnungen der Jahresdurchschnitte:

Die Lufttemperatur ist 1937 die gleiche wie 1939; 1938 ist sie etwas niedriger ($8,7^{\circ}\text{C}$; $8,3^{\circ}\text{C}$). Die durchschnittliche Windgeschwindigkeit unterscheidet sich nicht wesentlich in den drei Jahren (7,0; 6,9; 7,2 km/h). Die relative Feuchtigkeit bleibt sich gleich. Nur die Sonnenscheindauer ist 1939 geringer als in den Vorjahren, aber selbst 1937 liegt sie unter dem Durchschnitt (1937 = 1500 h; 1938 = 1838 h; 1939 = 1344 h/Monat). Warum erreicht der See dennoch sein Wärmemaximum in 24 Jahren gerade und nur 1937?

Eine Erklärung finden wir, wenn wir beobachten, in welchen Monaten verschiedene Faktoren miteinander wirksam wurden. So nimmt ein stärkerer Wind beispielsweise im Februar/März nur geringen Einfluss, wenn er auf eine Wassermasse wirkt, die homotherm ist, während bei gleicher Windstärke im Oktober eine noch grosse Oberflächenwärme in 12 Meter Tiefe und darüber hinaus transportiert werden kann, wodurch sich ein mächtiges Epilimnion einspielt, dessen Temperaturwerte dann durch das grosse Volumen ausschlaggebend in den Jahreswärmehaushalt eingehen.

1937 erreichen bei nachlassenden Windstärken in sonst ungewohntem, harmonischem Gang Lufttemperatur, Sonnenscheindauer und Seetemperatur gleichzeitig ihr Maximum! Die Seerwärmung dauert fünf Monate: vom Februar bis zum Juli.

1938 gleicht die Mitteltemperatur des Sees der von 1937, aber das Bild der Kurve ist ein anderes: sie ist gedrungener, niedriger, breiter. Die Seetemperatur erreicht im August ihr Maximum, Lufttemperatur und Sonnenscheindauer aber bereits zwei

Abb. 13. Darstellung von monatlichen Seemitteltemperaturen und meteorologischen Messresultaten (Faltable).

Monate zuvor! Die Seerwärmung dauert wie 1937 auch fünf Monate, sie läuft jetzt der Lufttemperatur aber nicht so weitgehend parallel wie im Vorjahr.

Vergleichen wir die Windstärken und ziehen wir sie zu einer Erklärung für die genannten Unterschiede trotz gleicher Mitteltemperaturen mit heran:

Im März 1938 steigt die Lufttemperatur, der Wind lässt nach (vgl. 1937), der See erfährt keinen Wärmegewinn.

Im April 1938 sinkt die Lufttemperatur, die Windstärke nimmt zu, der See kann bei langsamem Temperaturanstieg nur $4,8^{\circ}\text{C}$ erreichen, indes er 1937 zur gleichen Zeit bereits mit steilem Anstieg $5,5^{\circ}\text{C}$ überschreitet.

Die wenigen Sonnenstunden im Mai, geringe relative Luftfeuchtigkeit und eine vermehrte Windaktivität müssen eine niedrige Temperatur in den oberen 10 Metern des Sees bewirken, die sich in den folgenden Monaten auf die Gesamttemperatur bemerkbar macht: die Kurve flacht ab und hinkt dem Sonnenschein- und Lufttemperaturmaximum nach.

Verfolgen wir noch die Seeabkühlung: Oftmals lassen sich vier Momente unterscheiden, die als flacher, steiler, flacher und wieder steiler Kurvenabstieg sichtbar werden, besonders ausgeprägt 1939! Lufttemperatur und Sonnenscheindauer sinken im Herbst fast linear, die relative Feuchtigkeit nimmt zu, damit das Wärmeabsorptionsvermögen der Luft; verschieden ist nur von Jahr zu Jahr der Wind. Versuchen wir, seinen Einfluss im Herbst 1939 zu verfolgen:

Von August bis September, nach der Kulmination der Seetemperatur, ist seine Stärke gering. Das bedeutet für den See, dass er seine Temperatur annähernd beibehalten kann, trotz rapiden Abfalls der Lufttemperatur. Von September bis Oktober tun sich kräftige Winde auf, die Wärme wird aus dem Oberflächenwasser grösstenteils in darunterliegende Schichten gedrückt und die Thermokline gegen unten verschoben. Trotz anwachsender Windstärke verharrt die Seetemperatur nochmals vom Oktober zum November wegen abnehmender Temperaturdifferenzen zwischen Luft und Wasser und zunehmender Dichte. Erst gegen Jahresschluss, nach Aufhebung der Temperaturbarriere, fällt die Seetemperatur steil (1937!) gegen die 4°C -Grenze, wonach die Hauptzirkulation einsetzen kann.

Am Beispiel zweier kalter Seejahre sollen diese Beobachtungen des Miteinwirkens verschiedener Faktoren ebenfalls überprüft werden. Wir gehen dazu auf die Jahresverhältnisse von 1940 und 1955 ein. In den Annalen der Meteorologischen Zentralanstalt, Zürich, heisst es: «Die Temperaturen des Jahres 1940 gehören zu den tiefsten der letzten 45 Jahre. In Zürich wurde zuletzt im Jahre 1896 ein noch tieferes Jahresmittel festgestellt.» Dagegen war 1955 — meteorologisch gesehen — ein normal-warmes Jahr. Vergleichen wir dazu die Aufzeichnungen der Seemitteltemperaturen: Beide Kurven erreichen im März ihren unteren, im September ihren oberen Scheitelwert. Der Wärmegewinn 1940 erfährt durch die Unterbrechung vom Juni zum Juli eine Einbusse. Diesem Stagnieren in der Seetemperatur gehen eine gegenüber der Norm verminderte Sonnenscheindauer und eine zu niedrige Lufttemperatur ohne wesentliche Veränderung gegenüber dem Vormonat parallel, dazu ein Ansteigen der relativen Feuchtigkeit, wodurch die Wärmekapazität der Luft gesteigert wird und die Strahlungsenergie dem See in geringerer Masse zugute kommt. Eine in der gleichen Zeit vermehrte Windtätigkeit gestattet zudem keine

wesentliche Temperaturerhöhung des Wassers. Die Kurven von 1955 sind bis auf jene der Lufttemperatur und der Windtätigkeit in ihrem Verlauf unsteter als jene von 1940. Das kurzwierige Maximum im September erlangt der See nach einer relativ hohen Lufttemperatur im August/September und einer grossen Sonnenscheindauer im August. Der hohe Feuchtigkeitsgehalt der Luft und die geringe Windaktivität, die nun dem Wärmetransport abträglich ist, verhindern einen länger dauernden und grösseren Wärmegewinn. Der Kalorienabfall gegen den Oktober korrespondiert mit dem Lufttemperatursturz, indes die Feuchtigkeit unverändert bleibt, die Sonnenscheindauer abnimmt und die Windtätigkeit gering bleibt.

Eine Beschreibung jeden weiteren Jahres würde im Prinzip entsprechende Beziehungen aufzeigen, die sich beim Wirksamwerden von Aussenfaktoren immer durch die physikalischen Eigenschaften des Wassers einstellen und aus der Darstellung abzulesen sind. Wir wollen über die Beschreibung hinausgehen und unter Anwendung graphischer und korrelationsstatistischer Verfahren auf das sich anbietende langjährige Zahlenmaterial untersuchen, ob und in welchem Masse Veränderungen der Seetemperaturen in Beziehung zu Variationen der Lufttemperaturen und Sonnenscheindauer gebracht werden können. Die relative Feuchtigkeit hängt so sehr von dem Zusammenspiel der soeben genannten und weiterer meteorologischer Faktoren, besonders auch der Windintensität ab, dass ihr allein kein mathematisch nachweisbarer Anteil an hydrothermischen Prozessen zugeschrieben werden kann.

Wir haben ferner versucht, den Anteil des Windes an Veränderungen der Wassertemperatur in unsere Korrelationsrechnung mit einzubeziehen. Zuerst überprüften wir für die Zeitspanne von 1937—1963, ob bestimmte Windrichtungen speziell für kalte oder warme Jahre nachzuweisen sind; dieser Nachweis liess sich nicht erbringen. Wir probierten ausserdem, mit den Monatsmitteln der Windgeschwindigkeit vergleichende Betrachtungen zu den Seetemperaturen anzustellen. Seiner Natur nach ist der Wind jedoch so flüchtig und veränderlich, dass sich aus 24 Monats- oder Jahresmitteln für sein Wirksamwerden keine Regeln haben finden lassen. Die Windwirkung ist sicherlich entscheidend für das Auftreten von Temperaturschwankungen, aber nur aus einer Serie täglicher bis stündlicher Messungen und zusammen mit den Aufnahmen der jeweiligen Luft- und Seetemperaturen in einer Masszahl erfassbar.

Ein mit unseren Unterlagen nachweisbarer und quantitativ zu benennender Zusammenhang hat sich klar zwischen der Sonnenscheindauer, der Luft- und der Seetemperatur ergeben, wobei natürlich auch hier, aber verhältnismässig geringfügig, andere Faktoren in die Berechnung eingegangen sind, wie die diffuse Himmelsstrahlung, die Verdunstungskälte oder die Kondensationswärme an der Wasseroberfläche.

3. Korrelationsstatistische Untersuchungen

a) Gegenüberstellung der jahreszeitlichen Veränderungen von Luft- und Seetemperaturen

Die Sonnenstrahlenenergie vermag je nach dem Einfallswinkel der Strahlen und der Durchsichtigkeit des Wassers zentimeter- bis dezimetertief ins Wasser einzudringen; der Einfluss der Luft kann sich bis in mehrere Meter Tiefe bemerkbar

machen. Dabei spielt die Leitfähigkeit wegen der grossen Unterschiede in der spezifischen Wärme von Luft und Wasser für den Erwärmungsvorgang fast keine Rolle und bei der Abkühlung des Sees nur eine geringe. Aber durch stets herrschende Konvektions- oder Turbulenzströmungen kommt es auf dem Wege über die Seeoberfläche zu einem Wärmeaustausch Luft-Wasser, wobei die Seerwärmung und -abkühlung gegenüber dem Temperaturgang der Luft stets um einige Zeit später registriert werden kann (vgl. Tab. 20, Min. und Max. in Spalte 2 und 4). So liegt das durchschnittliche Lufttemperaturminimum im Januar, das Temperaturminimum des Sees im Februar; das Maximum der Lufttemperatur entfällt im allgemeinen auf den Juli, das der Seetemperatur auf den August. Im konkreten Fall ist die Zeit bis zur Veränderung der Seetemperatur von der Nähe der betreffenden Wasserschicht zur Grenze Luft-Wasser und vom Dichte-Zustand des Wassers abhängig. Diese temporären Unterschiede stellen sich um so einleuchtender dar, je grösser der Zeitraum ist, über den sie beobachtet werden können. Wir halten es deshalb für angebracht, zunächst die jahreszeitlichen Daten von Luft- und Seetemperaturen miteinander zu vergleichen; ausgehend von den bisherigen Feststellungen, umfasst das Seejahr als Winterquartal die Monate Januar bis März, das meteorologische Jahr die Monate Dezember bis Februar. Entsprechend sind die Quartale des Frühlings, Sommers und Herbstes mit einem Monat Verschiebung zueinander in Beziehung gesetzt worden. Aus der Klimatologie der Schweiz, C (SCHÜEPP, 1960), konnten die durchschnittlichen Lufttemperaturen der Jahreszeiten entnommen werden. In Abkürzung der Rechenvorgänge verwendeten wir pro Jahreszeit für die Seetemperatur die Summe von den jeweiligen drei monatlichen Temperaturwerten.

Alle Zahlen wurden im Rechenzentrum der Universität Zürich auf der elektronischen Rechananlage der IBM 1620 weiterverarbeitet. Herr R. WIDMER, Bezirkslehrer in Aarau, war so freundlich, mir sein Programm für die Einfachkorrelationen zur Verfügung zu stellen und die Arbeit an der Maschine zu leiten. Für diese ausserordentliche Erleichterung meiner Arbeit gebührt ihm mein besonderer Dank.

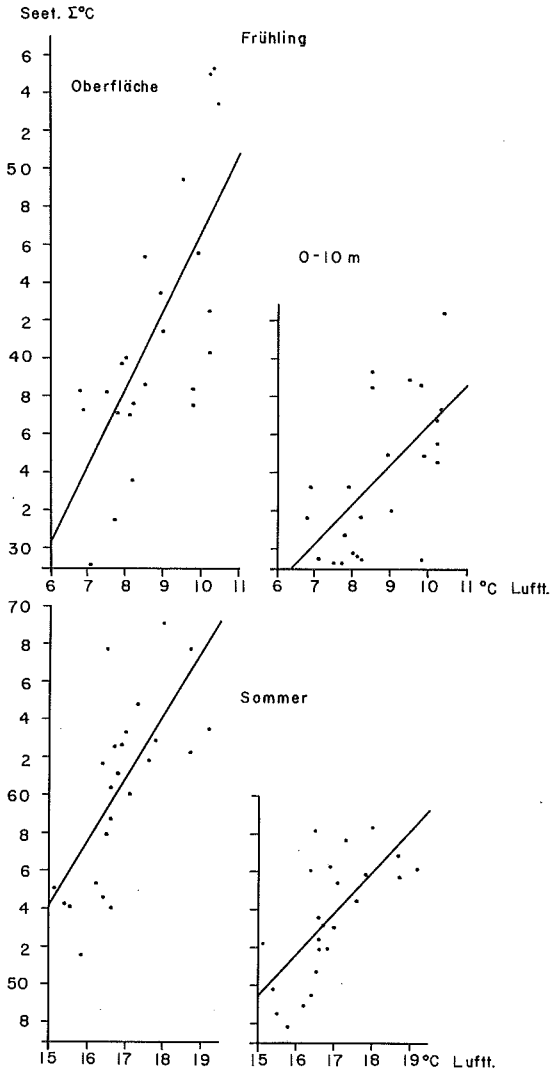
Ehe nun die Ergebnisse der Rechnungen bekanntgegeben und kommentiert werden, seien einige korrelationsstatistische Ausdrücke, wie wir sie verwenden werden, kurz erläutert:

Mit einer Korrelationsrechnung stellt man fest, ob zwei Mess-Serien miteinander in Zusammenhang stehen und, wenn das der Fall ist, in welchem Masse die Variablen voneinander abhängig sind. Der Korrelationskoeffizient r drückt den Grad der Beziehungen aus, ohne aber etwas über die Ursachen zu besagen.

$r = 1.0$ heisst: die Variable y (in unserem Falle die Seetemperatur) verändert sich immer in gleichem Masse wie die Variable x (= Lufttemperatur);

$r = .5$ bedeutet: 25% (= r^2) der Variablen y verändern sich gleichsinnig wie die Variable x .

Die berechneten Korrelationskoeffizienten wurden an Hand der t -Verteilung auf ihre Verschiedenheit von 0 getestet. Ein 0 zeigt an, dass die Irrtumswahrscheinlichkeit zwischen 5—1% liegt; 00 besagt, dass sie zwischen 1%—1⁰/₁₀₀ liegt; 000 bedeutet, dass sie kleiner als 1⁰/₁₀₀ ist; - gibt zu erkennen, dass die Korrelation nicht gesichert ist.



Das Bestimmtheitsmass = Best. entspricht dem Quadrat des jeweiligen r (oder $r^2 = \text{Best.}$) und gibt an, «welcher Anteil der Streuung von y sich aus der Veränderung von x erklären lässt» (LINDER, 1951, S. 33).

Die unter A und B genannten Zahlen wurden aus der Regressionsgleichung $Y = A + Bx$ hergeleitet. A gibt den Schnittpunkt der Geraden mit der y-Achse an, B die Steigung derselben. «Es handelt sich darum, die Werte von A und B so zu bestimmen, dass die Punkte möglichst wenig um die Regressionsgerade streuen. Wir bestimmen die Regressionsgerade so, dass wir die Summe der Quadrate der Unter-

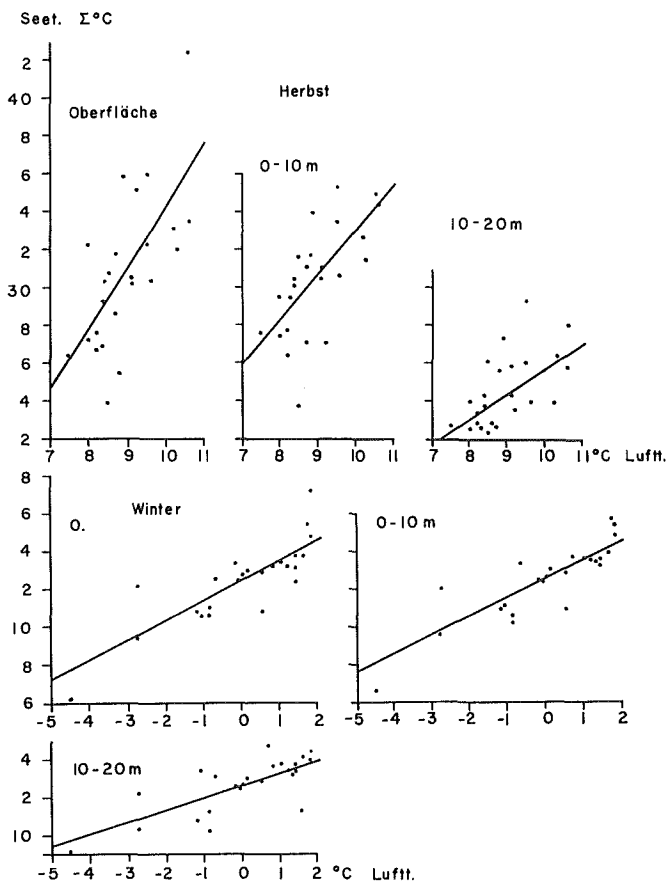


Abb. 14. Jahreszeitliche Korrelation zwischen Luft- und Seetemperaturen aus verschiedenen Tiefen; 1937—1963. (Lufttemperatur angegeben im jahreszeitlichen Durchschnitt, Seetemperatur in der Summe der betreffenden Monate. Die für die Monate Jan.-März, April-Juni, Juli-Sept. und Okt.-Dez. registrierten Seetemperaturen sind in Beziehung gebracht zu den Lufttemperaturen vom Dez.-Febr., März-Mai, Juni-Aug. und Sept.-Nov. Erklärung s. S. 97.)

schiede zwischen den beobachteten Werten y_i und den berechneten Werten Y_i möglichst klein machen, also $\sum (y_i - Y_i)^2 = \text{Minimum}$ » (LINDER, 1951, S. 28).

Die Regressionsgerade schliesslich repräsentiert die Haupttendenz in den Variationen von x und y .

Nach diesen allgemeinen Hinweisen können wir nun unsere Ergebnisse vorstellen. In Abbildung 14 sind die jahreszeitlichen Temperaturwerte von Luft und Wasser aus verschiedenen Tiefenstufen in ein Koordinatensystem übertragen. Aus der Streuung der Punkte um die Regressionsgerade zeichnet sich ein mehr oder weniger

Tabelle 19. Korrelationsstatistische Angaben über die jahreszeitlichen Veränderungen von Luft- und Seetemperaturen

		0 m	0—10 m	10—20 m
r	Frühling	.70 ⁰⁰⁰ ¹	.63 ⁰⁰⁰	.11-
	Sommer	.71 ⁰⁰⁰	.68 ⁰⁰⁰	-.19-
	Herbst	.68 ⁰⁰⁰	.66 ⁰⁰⁰	.60 ⁰⁰
	Winter	.84 ⁰⁰⁰	.87 ⁰⁰⁰	.82 ⁰⁰⁰
Best.	Frühling	.50	.39	.01
	Sommer	.50	.46	.03
	Herbst	.46	.44	.36
	Winter	.71	.76	.68
A	Frühling	5,5	15,3	—
	Sommer	4,8	18,3	—
	Herbst	1,6	9,9	12,5
	Winter	12,5	12,6	12,6
B	Frühling	4,1	2,1	—
	Sommer	3,3	2,1	—
	Herbst	3,3	2,3	1,4
	Winter	1,1	1,1	0,7

¹ Vgl. Erklärung Seite 97.

enger Zusammenhang zwischen den Veränderungen der Luft- und der Seetemperaturen ab, der sich nach statistischen Berechnungen in der Höhe des Korrelationskoeffizienten ausdrückt, der je Jahreszeit und Tiefenstufe in Tabelle 19 wiedergegeben ist.

Wie zu erwarten, nimmt der Zusammenhang zwischen der See- und der Lufttemperatur mit wachsender Tiefe ab, so dass zwischen 10 und 20 m unter dem Seespiegel nur noch im Herbst und Winter, in 30 m allein im Winter eine Beziehung nachweisbar ist. Das erklärt sich aus der Verschiebung der Thermokline gegen grössere Tiefen unter Mächtigkeitzunahme eines isothermen Epilimnions, in dem durch Konvektionsströmungen ein steter Wärmeaustausch mit der Grenzschicht und dadurch ein Hineinnehmen der Lufttemperatur möglich wird.

Weil sich ein Zusammenhang mit dem Gang der Lufttemperatur in grösseren Seetiefen nach zwei Monaten vielleicht besser bemerkbar machen kann, haben wir ab 10 m Tiefe auch mit dieser zeitlichen Versetzung der See- gegenüber der Lufttemperatur gerechnet; aber ausser im Winter wurden die Korrelationen nur noch geringer.

Im Vergleich der Jahreszeiten fallen die unterschiedlichen Steigungen der Regressionsgeraden und die Streuungen der Temperaturwerte auf. Im Frühling folgen dem schnellen Anstieg der Lufttemperatur auch die Seetemperaturen, wobei beide annähernd gleich grosse Variationen erkennen lassen: wenn sich die mittlere Lufttemperatur dieser Jahreszeit um 1° C im Monat verändert, so variiert die Seetemperatur mit einer jahreszeitlichen Summe von 4,4° C; ihre monatlichen Durchschnittschwankungen können dabei sehr verschieden hoch ausfallen, weshalb hier nicht durch Division nach einer monatlichen Grösse gesucht werden soll. Im folgenden

Abschnitt werden die Beziehungen von Luft- und Seetemperaturen noch für die einzelnen Monate erörtert werden.

In der immer grösseren Neigung der Regressionsgeraden vom Frühling gegen den Winter spiegeln sich die Verringerungen der Temperaturschwankungen wider. Dabei zeigen die punktwisen Eintragungen der Daten aus 24 Jahren im Winter die grösste Nähe zu den theoretischen Werten, die auf der Geraden liegend gedacht werden müssen; folglich ist die Korrelation zwischen Luft- und Seetemperaturen in dieser Jahreszeit auch die höchste, ausgedrückt in $r > .82$ in allen Schichten! Die niedrigste Beziehung zeigt für die Oberfläche der Herbst-Koeffizient mit $r = .68$ an. Aus der Beschreibung der Abb. 13 und dem Vergleich aller dort sichtbaren Kurvenabschnitte im Herbst ging schon hervor, dass die Abnahme der Lufttemperaturen vom September bis zum November schneller und mit grösseren Amplituden erfolgt als der Wärmeverlust des Sees, der vom Oktober bis zum Dezember hauptsächlich vor sich geht. Aus dieser zeitlichen und quantitativen Diskrepanz erwächst natürlich eine Verminderung der gegenseitigen Beziehungen im Herbst. Im Frühling und Sommer sind die Zusammenhänge in den Veränderungen beider Faktoren annähernd gleich gross.

Aus diesem Überblick hat sich ergeben, wie gross die Beziehungen zwischen Luft- und Seetemperaturen sind. Wie bereits erläutert, gehen auch noch andere Faktoren in die Korrelation mit ein, so dass wir uns fragen können, wie hoch überhaupt der Anteil der Lufttemperatur an einer Veränderung der Seetemperatur ist. Die Antwort entnehmen wir den Bestimmtheitsmassen, wonach im Frühling und Sommer 50 %, im Herbst 46 % und im Winter 71 % der Streuung der Seetemperaturen aus den Variationen der Lufttemperaturen zu erklären sind, mit anderen Worten: die Seetemperatur wird zu 30—50 % durch das Einwirken weiterer Faktoren bedingt. Beispielhaft treten diese in 30 m Tiefe hervor, wo im Frühling nur 1 % der Änderungen der Seetemperaturen mit der Lufttemperatur einhergehen und im Sommer überhaupt keine Beziehung zwischen Luft- und Wassertemperaturschwankungen gefunden werden kann. Der Grund dafür ist in dem Wirksamwerden interner Faktoren zu suchen. Wie bereits dargelegt, sind zu jener Zeit vertikale Austauschprozesse durch die hydrothermische Sprungschicht verunmöglicht.

Die jahreszeitlichen statistischen Berechnungen haben gröszenmässig für unser Objekt erfasst, was bisher nur als allgemeines Merkmal über alle Seen ähnlichen Typs ausgesagt werden konnte. Wir kennen nun den Grad der Übereinstimmung beim Erwärmungs- und Abkühlungsvorgang von Luft und See, wobei der Gang der Seetemperatur um ca. einen Monat jenem der Lufttemperatur folgt. Die allgemeine Relation lässt sich in linearen Regressionen beschreiben. Die engsten Beziehungen zwischen Luft- und Wassertemperaturen haben sich für die oberflächennahe Grenzschicht des Sees ergeben, die deshalb in den folgenden Studien über kleinere Zeiträume und auf ein sofortiges Reagieren untersucht werden soll.

b) Gegenüberstellungen der monatlichen Veränderungen von Sonnenscheindauer, Luft- und Seeoberflächentemperaturen

In der folgenden Analyse, die das thermische Verhalten der Seeoberflächenschicht bei Veränderungen der Lufttemperaturen und Sonnenscheindauer ermitteln will, wird

das Wärmespeicherungsvermögen des Wassers mit seiner ausgleichenden Funktion weniger ins Gewicht fallen, weil wir unser Interesse kurzfristigeren Beobachtungen und einer kleineren Volumeneinheit zuwenden.

Bevor wir auf die statistischen Resultate eingehen, wollen wir nach Tabelle 20 und der dazugehörigen Abbildung 15 den durchschnittlichen Veränderungen von Luft- und Seetemperaturen von Monat zu Monat nachgehen, wie sie sich aus dem Mittel der Aufzeichnungen aus 24 Jahren bei der Meteorologischen Zentralanstalt für Zürich und an den sechs Messstellen für die Oberfläche des Zürichsees (1937—1940, 1944—1963) ergeben haben.

Tabelle 20. Monatliche Durchschnittswerte der Seeoberflächen- und Lufttemperaturen aus 24 Jahren und ihre Amplituden in ° C

	1	2	3	4	5
J		-0,9	+5,3	4,4	
F	+1,5	0,6	+2,9	3,5	-0,9
M	+4,0	4,6	0,0	4,6	+1,1
A	+4,3	8,9	-0,5	8,4	+3,8
M	+3,7	12,6	+1,3	13,9	+5,5
J	+3,4	16,0	+1,8	17,8	+3,9
J	+1,6	17,6	+3,3	20,9	+3,1
A	-0,5	17,1	+4,1	21,2	+0,3
S	-2,9	14,2	+4,9	19,1	-2,1
O	-5,5	8,7	+5,7	14,4	-4,7
N	-4,7	4,0	+5,9	9,9	-4,5
D	-4,0	0,0	+6,6	6,6	-3,3

1 = Monatliche Zu-, bzw. Abnahme der durchschnittl. Lufttemperatur.

2 = Durchschnittliche Lufttemperatur.

3 = Differenz Lufttemperatur-Seetemperatur. (See-Luft)

4 = Durchschnittliche Seeoberflächentemperatur an den sechs Messstellen im pelagischen Bereich.

5 = Monatliche Zu-, bzw. Abnahme der durchschnittlichen Seeoberflächentemperatur.

Die Verbindung der monatlichen Signaturen hat zu einer Kurve geführt, die gegen den Uhrzeigersinn verläuft, weil die Seetemperaturen als Funktion der Lufttemperaturen aufgetragen sind und als solche noch steigen, bzw. fallen, nachdem die Lufttemperaturen ihre Kulminationspunkte passiert haben: vom Juli zum August nimmt die Lufttemperatur bereits ab, während die Seetemperatur noch zunimmt,

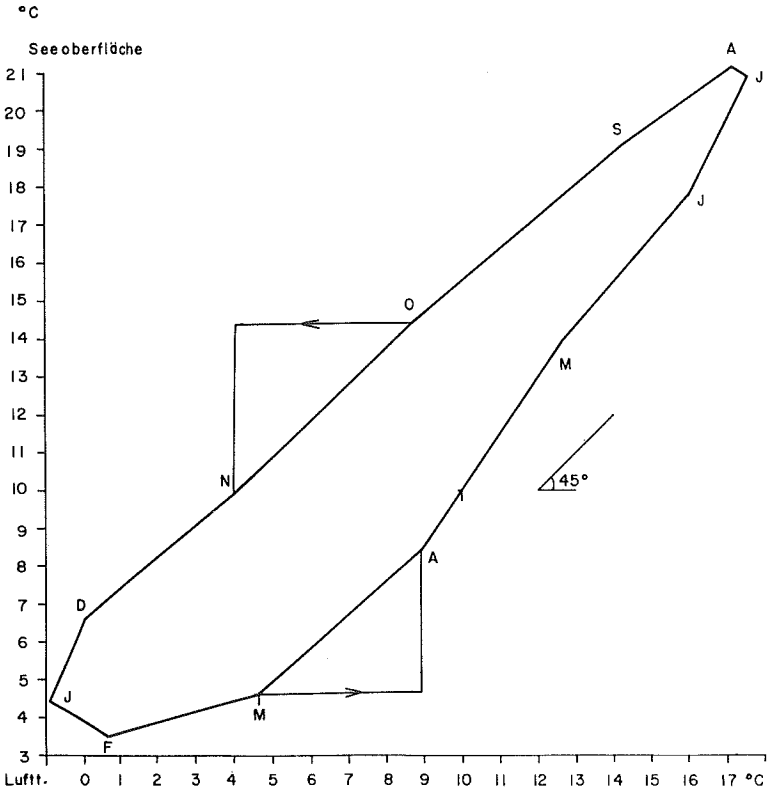


Abb. 15. Korrelation der monatlichen Luft- und Seeoberflächentemperaturen.

dagegen steigt die Lufttemperatur vom Januar zum Februar, indes die Seetemperatur sinkt.

Die eingezeichneten Pfeile sind als Beispiel für folgende Information gedacht, wie sie beliebig für irgendeinen Zeit- oder Temperaturabschnitt aus dieser Abbildung entnommen werden kann: auf der Abszisse lassen sich vom einen zum anderen Monat die durchschnittlichen Temperaturveränderungen der Luft ablesen; die Aussage über die Zu- oder Abnahme der Seetemperatur lässt sich im Hinblick auf die Ordinate gewinnen. Wenn zum Beispiel die Lufttemperatur durchschnittlich vom März zum April um $4,3^{\circ}\text{C}$ steigt, so zeigt die Seeoberflächentemperatur einen Zuwachs von $3,8^{\circ}\text{C}$ oder — weiter differenziert — einer Lufttemperaturzunahme von 1°C entspricht in dieser Zeit im See ein Temperaturanstieg von $0,9^{\circ}\text{C}$. Je steiler die Kurve, desto grösser der Wärmegewinn oder -verlust für die Seeoberfläche. Bei einem Winkel von 45° gegenüber der x-Achse sind die Veränderungsbeträge bei Luft- und Seetemperaturen die gleichen, bei einem Winkel von über 45° ist die Temperaturzu- oder -abnahme im See grösser als in der Luft, bei einem Winkel, der kleiner als 45° ist, kehrt sich das Verhältnis um. Der Temperaturüberschuss der Seeoberfläche nimmt im Vergleich zu der Lufttemperatur vom Mai an zu und

wird am grössten im Dezember. Um noch zu wissen, ob sich die Lufttemperaturen ober- oder unterhalb des jeweiligen Betrages der Wassertemperaturen bewegen, müssen wir die Schnittpunkte gleicher Ordinaten- und Abszissenabschnitte mit der aufgezeichneten Kurve suchen; sie entfallen auf 4,6° C und 10,0° C und schliessen die Zeit vom März bis zur ersten Aprildekade ein. In diesen eineindrittel Monaten liegen durchschnittlich die Seeoberflächen- unter den Lufttemperaturen, ansonsten immer darüber. Diese Tatsache ergibt sich aus der Wärmelatenz des Wassers, wodurch der See im Frühjahr mit dem Anwachsen der Lufttemperatur nicht Schritt halten kann; dafür vermag er in der übrigen Zeit die mittäglichen und sommerlich hohen Lufttemperaturen und Strahlungsenergien zu vereinnahmen, ohne dass sich seine Temperaturbeträge entsprechend erhöhen und des Nachts sowie im Herbst dermassen erniedrigen wie die Lufttemperaturen, woraus sich für das Wasser gegenüber der Luft positive monatliche Temperaturmittel ergeben.

Die statistische Auswertung der Luft- und Seetemperaturen erbrachte bei der Gegenüberstellung die Werte für jene Grössen, die wir im vorigen Kapitel vorstellten.

In dieser, auf kürzere Zeitabschnitte abgestellten Untersuchung schien uns eine Korrelation der Sonnenscheindauer mit den Luft- und Seetemperaturen bedeutsam, weil beide erfahrungsgemäss durch die Insolation wesentlich beeinflusst werden. Aus Tabelle 21 geht der Zusammenhang der meteorologischen Faktoren untereinander und die Beziehung eines jeden Faktors zu den Veränderungen der Seetemperaturen hervor.

Auffallend ist die für nur wenige Monate gesicherte Korrelation zwischen Sonnenscheindauer und Seeoberflächentemperatur. Der höchste Koeffizient wird im Juli erreicht; nach ihm zu urteilen, sind 38% der Veränderungen der Seetemperaturen

Tabelle 21. Korrelationsstatistische Angaben über die monatlichen Veränderungen von Sonnenscheindauer, Luft- und Seetemperaturen

	r			Best.			A		B	
	1	2	3	1	2	3	1	2	1	2
J	.57 ^{00 1}	.06 ⁻	-.09 ⁻	.33	—	—	4,7	-1,4	0,1	0,1
F	.63 ⁰⁰⁰	.15 ⁻	.08 ⁻	.40	.02	—	3,6	-0,6	0,2	0,1
M	.51 ⁰⁰	.54 ⁰⁰	.33 ⁻	.26	.29	.11	3,0	1,1	0,3	0,2
A	.47 ⁰	.53 ⁰⁰	.21 ⁻	.22	.28	.05	0,4	4,4	0,9	0,3
M	.64 ⁰⁰⁰	.79 ⁰⁰⁰	.51 ⁰⁰	.41	.63	.26	-2,4	6,4	1,3	0,3
J	.46 ⁰	.72 ⁰⁰⁰	.25 ⁻	.21	.52	.06	4,6	11,8	0,9	0,2
J	.66 ⁰⁰⁰	.83 ⁰⁰⁰	.62 ⁰⁰	.44	.69	.38	2,4	11,1	1,0	0,3
A	.67 ⁰⁰⁰	.73 ⁰⁰⁰	.43 ⁰	.45	.53	.18	5,8	11,4	0,9	0,3
S	.47 ⁰	.76 ⁰⁰⁰	.45 ⁰	.22	.58	.21	10,2	9,0	0,6	0,3
O	.70 ⁰⁰⁰	.65 ⁰⁰⁰	.57 ⁰⁰	.48	.42	.33	3,1	6,4	1,3	0,2
N	.10 ⁻	.54 ⁰⁰	.26 ⁻	.01	.29	.07	9,5	1,7	0,1	0,4
D	.17 ⁻	.51 ⁰⁰	.22 ⁻	.03	.26	.05	6,6	-2,7	0,1	0,7
²	.79 ⁰⁰⁰	.58 ⁰⁰	.65 ⁰⁰⁰	.63	.34	.42	3,6	4,5	1,0	0,3

¹ Vgl. Erklärung Seite 97.

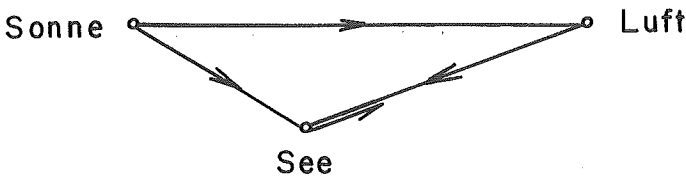
² Im Jahresdurchschnitt.

1 = Seetemperatur-Lufttemperatur.

2 = Lufttemperatur-Sonnenscheindauer.

3 = Seetemperatur-Sonnenscheindauer.

mit den Variationen der Sonnenscheindauer zu erklären. In dem genannten Monat erreicht aber auch die Lufttemperatur ihren höchsten Wert und steht in engster Beziehung zur Sonnenscheindauer und auch in hohem Masse zur Seetemperatur. Daraus lässt sich schliessen, dass die Seeoberfläche, sobald sie auch der direkten Strahlung ausgesetzt wird, in ihrem Temperaturgang nicht in Abhängigkeit von nur einem der Faktoren aufgefasst werden kann, sondern von beiden gemeinsam bestimmt wird. Das gilt für alle Monate, in denen sich gleichzeitig gesicherte Zusammenhänge zwischen Lufttemperatur-Sonnenscheindauer und Seetemperatur-Lufttemperatur ergeben haben. Für Interpretationen, die sich mehr auf den einen oder anderen Faktor konzentrieren, ist also festzuhalten, dass in Wirklichkeit für die Mehrzahl der Monate folgende Beziehungen gelten:



Wenn allerdings zwischen Lufttemperatur und Sonnenscheindauer keine Korrelation besteht, wie im Januar und Februar, dann ist die Beziehung Luft-/Seetemperatur eindeutig.

Beim Vergleich der jahreszeitlichen Korrelationskoeffizienten Luft-/Seeoberflächentemperaturen mit den monatlichen fallen unter letzteren die grösseren Schwankungen und fast ausschliesslich niedrigeren Zusammenhänge auf, wie wir es erwartet hatten, weil nun dem langsameren Reagieren des Wassers auf Aussentemperaturen nicht durch Zusammenfassen grösserer Zeiteinheiten Rechnung getragen worden ist. Würden wir über tägliche oder stündliche Messungen von Seeoberflächen- und Lufttemperaturen verfügen und diese einander gegenüberstellen, so müssten wir sehr wahrscheinlich wie HOFSTETTER (1952) feststellen: «Da das Wasser als Wärmespeicher fungiert, ist nämlich eine auch nur angenäherte Übereinstimmung der gleichzeitigen Temperaturkurven von Luft und Wasser nicht zu erwarten, und eine diesbezügliche Untersuchung wäre sinnlos. Erst wenn Luft- und Wassertemperaturen über längere Zeiträume gemittelt und die so erhaltenen Werte (z. B. Monatsmittel) miteinander verglichen werden, kann und wird meist auch ein gewisser Parallelismus zwischen den beiden Faktoren in Erscheinung treten» (S. 149). Dass selbst Monatsmittel oft noch zu kurze Zeitintervalle für einen Vergleich umfassen, zeigen die niedrigen r-Werte für Seeoberflächen-/Lufttemperaturen im April, Juni und September, die sich an der Grenze befinden, bis zu welcher noch von einem positiven Zusammenhang der Faktoren gesprochen werden kann. Dieser verliert sich vollends im November und Dezember, weil die Temperaturen in der Oberflächenschicht des Sees durch Wärmereserven aus der Tiefe noch relativ hoch gehalten werden können, die Lufttemperaturen aber unaufhaltsam absinken und zu den Seetemperaturen den grössten Unterschied des ganzen Jahres ausmachen.

HOFSTETTER (1952) ist in seiner Dissertation u. a. auch der Frage der Korrelation

zwischen See- und Lufttemperaturen in den Monaten Januar und Juli nachgegangen, und obgleich sein Datenmaterial (1908—1950) aus Messungen in Uferregionen, an Seeein- und -abflüssen gewonnen wurde, das unsrige dagegen im Pelagial, bieten sich von dem wenig durchfluteten Attersee fast gleiche Ergebnisse an (HOFSTETTER, Abb. 26 und 27) wie in den entsprechenden Monaten vom Zürichsee, die deshalb für Vergleichszwecke auch graphisch vorgestellt werden (Abb. 16).

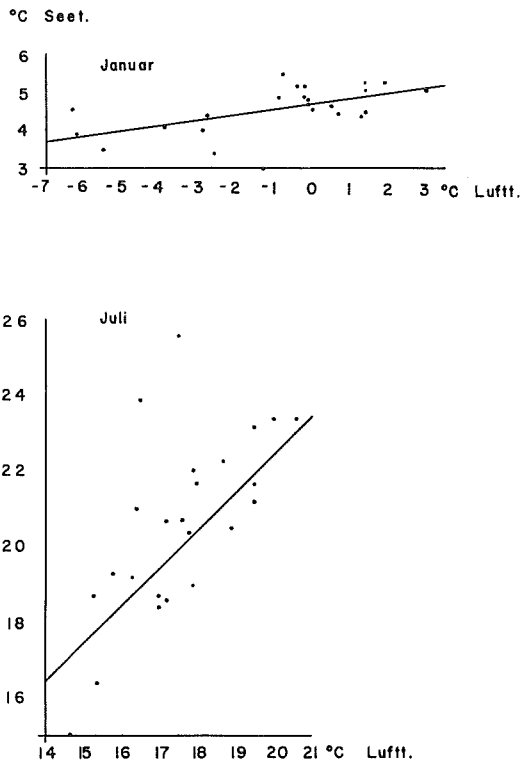


Abb. 16. Korrelation zwischen Seeroberflächen- und Lufttemperaturen im Januar und Juli.

4. Vorhersage von Wasseroberflächentemperaturen aus dem monatlichen Mittel der Lufttemperaturen

Auch McCOMBIE (1959) hat nach Zusammenhängen der Wasseroberflächen- und Lufttemperaturen gesucht, und zwar über neun Jahre in der Zeit vom April bis zum November an vier Seen in Ontario und Wisconsin. Die von ihm publizierten Ergebnisse und gezeichneten Regressionsgeraden entsprechen ebenfalls den unsrigen; kleine Differenzen ergeben sich natürlich aus den klimatisch und morphologisch unterschiedlichen Verhältnissen und anderen Versuchsbedingungen. Er weist darauf hin, dass solche Studien Korrelationskoeffizienten liefern, mit welchen dann allein aus monatlichen Lufttemperaturen in dem betreffenden Gebiet Seeroberflächentempera-

turen berechnet werden können. Das kann von Bedeutung sein, wenn Wasserreservoir geplant werden, oder wenn bei Forschungsarbeiten nachträglich festgestellt werden muss, dass die hydrothermischen Aufzeichnungen unvollständig sind und theoretisch ermittelt werden müssen. MCCOMBIE teilt ferner mit, dass SETTE sogar versucht hat, Oberflächentemperaturen und Witterungsverhältnisse auf ihren Einfluss beim Wachstum der Fische während der Laich-, Brut- und Jungfischzeit zu testen.

Wenn sich also nach langjährigen Untersuchungen in einem Gebiet statistisch gesicherte Werte für die Beziehung zwischen Wasseroberflächen- und Lufttemperaturen ergeben haben, sollten sich für die Praxis aus den monatlichen Lufttemperaturen die Seeoberflächentemperaturen für den gleichen Zeitabschnitt herleiten und nach den Normalwerten bis zu einer gewissen Annäherung die hydrothermischen Werte prognostizieren lassen.

Wir wollen diese Behauptung auf unser Objekt anwenden und aus den vorliegenden Monatsmitteln der Lufttemperaturen die Seetemperaturen zunächst theoretisch ableiten, um sie alsdann mit aufgezeichneten Messresultaten zu überprüfen. Der Seeoberflächenwert Y ergibt sich aus der Regressionsgleichung:

$$Y = A + Bx$$

Beispiel: $Y = 2,4 + 1,0 \cdot 16,0$ (Juli 1898, PFENNIGER 1902, S. 12)

$$Y = 18,4 \quad y = 18,3 \text{ } ^\circ\text{C}$$

Y = theoretische Seeoberflächentemperatur

y = gemessene Seeoberflächentemperatur

x = Monatsmittel der Lufttemperatur des betreffenden Jahres, vgl. Annalen der Met. Zentr.-Anstalt

A vgl. Erklärung S. 98 und Tabelle 21

B ebenso

Die geeignetste Vergleichsbasis bietet sich in PFENNIGERS Dissertation (1902) an. Er veröffentlicht auf Seite 12 die gefragten Temperaturwerte, die sich aus mehrfachen monatlichen Aufzeichnungen an verschiedenen Messstellen ergaben und als Mittelwerte die bestmöglichen Resultate für die Oberflächentemperaturen darstellen. Wir greifen als Probeexempel je Jahreszeit einen Monat heraus und verfolgen ihn über mehrere Jahre.

Die geringsten Abweichungen der gemessenen von den berechneten Temperaturwerten für die Seeoberfläche sind gemäss Tabelle 22 im Herbst und im Winter zu finden. Im Oktober versteht sich dieses Ergebnis aus der nachgewiesenen hohen Korrelation zwischen Seeoberflächen- und Lufttemperaturen ($r = .70$). Im Januar dagegen ist der Koeffizient niedriger, aber weil in dieser Zeit die Gesamtoberflächentemperatur im Mittel ohnehin mit nur wenigen Zehntelgraden Differenz, die sich um das Dichtemaximum bewegen, in die Regressionsgleichung eingegangen ist, können in dieser Jahreszeit die Mess- und Rechenwerte auch nie allzuweit auseinander fallen. Anders steht es um die früh- und hochsommerlichen Abweichungen in Theorie und Praxis. Hier spielt bei den Resultaten der im Kapitel über die Oberflächentemperaturen bereits erläuterte Einfluss der Messzeit mit, wodurch sich besonders bei starker Sonnenintensität in einigen Stunden des Tages und bei ausgeprägtem tageszeitlichem

Tabelle 22. Monatliche Lufttemperaturmittel ($=x$), die nach ihnen theoretisch aufgestellten ($=Y$) und die in Wirklichkeit gemessenen ($=y$) Seeoberflächentemperaturen im Januar, April, Juli und Oktober 1896—1900 in ° C

		x	Y	y	Y-y	Durchschn. Differenz
J	1897	-2,6	4,3	3,9	0,4	0,4
	1898	0,2	4,7	4,5	0,2	
	1899	1,5	4,4	4,9	-0,5	
	1900	0,8	4,8	4,4	0,4	
A	1896	5,6	5,4	5,8	-0,4	0,7
	1897	7,8	7,4	7,9	-0,5	
	1898	8,1	7,7	6,2	1,5	
	1899	7,4	7,1	6,6	0,5	
	1900	6,9	7,6	8,2	-0,6	
J	1896	17,2	19,6	20,4	-0,8	1,0
	1897	17,6	20,0	21,7	-1,7	
	1898	16,0	18,4	18,3	0,1	
	1899	17,3	19,7	20,2	-0,5	
	1900	18,4	20,8	22,6	-1,8	
O	1896	7,2	12,5	12,4	0,1	0,4
	1897	6,7	11,8	11,7	0,1	
	1898	10,0	16,1	15,3	0,8	
	1899	8,5	14,1	13,7	0,4	

Rhythmus von Luft- und Wassertemperaturen merkliche Unterschiede zwischen Mittelwerten und Einzelresultaten ergeben können. Wir müssen bedenken, dass wir mit monatlichen Mitteln aus täglichen und regelmässigen Lufttemperaturmessungen rechnen, aber mit Angaben von Seetemperaturen, die nur aus vereinzeltent Probefahrten im Monat resultieren, wobei die Temperaturen von Messstelle zu Messstelle mit sehr unterschiedlichen Zeitintervallen und nicht den ganzen Tag über aufgenommen wurden.

In die meisten Seemessungen gehen die Mittags- und Nachmittagstemperaturen mit einem zu grossen Gewicht ein, was der überwiegend negative Wert für $Y-y$ ausdrückt, d. h. durchwegs sind die wirklichen Seeoberflächentemperaturen höher als die nach dem Lufttemperaturmittel erwarteten, wobei möglicherweise der theoretische Wert einem Mittel aus Dauerbeobachtungen näher liegen könnte als der selten registrierte praktische.

Im ganzen scheint aus den Ergebnissen in Tab. 22 eine recht beachtliche Treffsicherheit hervorzugehen. Trotzdem wollen wir uns nicht über die Grenzen der Anwendung dieser statistischen Masszahlen hinwegtäuschen. Eingangs haben wir auf den komplexen Charakter der atmosphärischen Ereignisse und den strahlungs-, leitungs- und turbulenzbedingten Wärmeumsatz im Wasser hingewiesen. Solange die Physik des Wetters noch viele Ungewissheiten abzuklären hat, gestattet uns eine hohe Korrelationszahl bei wahlweise herausgegriffenen Elementen im Grunde noch keine Aussage über die ursächlich bedingenden Faktoren und das Mass ihres Beteiligtseins an hydrothermischen Geschehnissen.

Wenn die hier dargestellten Ergebnisse für wissenschaftliche Planungen und

Untersuchungen angewandt werden sollten, so müsste ihre Treffsicherheit über mehrere Jahre laufend überprüft werden, wozu ein analoges Schema benutzt werden könnte, wie es MÜLLER (1963) handhabt, um die Richtigkeit von Langfristprognosen des Wetters zu überprüfen. Es könnte, auf unser Objekt angewandt, wie folgt aussehen:

I. Berechnung stimmt mit einer Toleranz von (vielleicht) $0,5^{\circ}\text{C}$:

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
19.. ja												
nein												

Nach Jahren:

II. Die Berechnungen treffen zu: in den Monaten:

zu 90 %	...
50—89 %	...
10—49 %	...

III. Gesamturteil ...
Anwendung ...

Obgleich sich viele Probleme mit einfachen Rechenschritten und geeigneten graphischen Methoden lösen lassen, haben wir statistische Verfahren ergänzend mit herangezogen, um eine Vergleichbarkeit mit Publikationen ähnlicher Fragestellungen wie der von HOFSTETTER (1952) und McCOMBIE (1959) zu erreichen.

In Ergänzung unserer Longitudinalstudie wollen wir nun noch die Beschreibung eines Sonderfalles folgen lassen.

VIII. Die Seegfröni 1963

1. Rückblick auf bereits vorgestellte Temperaturbeobachtungen und Hervorhebung der Luft- und Seetemperaturverhältnisse im Winter 1962/63

«Der Zürichsee war vom 23. 1. bis 15. 3. 63 (= 51 Tage) total zugefroren», so lautet MÜLLERS (1963) Feststellung am Anfang einer kurzen und aufschlussreichen Erörterung von meteorologischen Verhältnissen, die dieses denkwürdige Ereignis herbeiführten, das seit eh und je Historiker, Naturwissenschaftler und Künstler zu Forschungs- und Gestaltungsaufgaben anregte und weite Bevölkerungskreise in seinen Bann zog, wie das so lebhaft nach eigenem Dabeisein und alten Chroniken von RIHNER (1963) und ZIMMERMANN (1963) geschildert wird.

Während es in den Zürichseebuchten und im seichteren Seeteil im Raume Stäfas häufig zu Teilvereisungen der Seeoberfläche kommt, ereignet sich eine totale «Gfröni» über den tiefsten Teil des Seebeckens hinweg bis zum Ausfluss der Limmat nach MÜLLERS Berechnungen nur in 5% aller Winter. Demnach ist sie theoretisch innerhalb von 24 Jahren einmal zu erwarten gewesen und auch wirklich eingetroffen.

Unsere Untersuchungen haben zu diesem Thema bereits folgendes ergeben: aus Darstellung 5 lässt sich herauslesen, dass in 10, 20, 30 und 40 m Tiefe die Tempera-

turen vom Dezember 1962 und Januar/Februar 1963 mit zu den niedrigsten aller Jahre gehören. Dass es in anderen, ebenfalls als sehr kalt verzeichneten Wintern nicht zur Gfrörni kam, wird verständlich, wenn wir Abbildung 10 betrachten: der absolute Wärmeverlust vom Sommermaximum bis zum Winterminimum ist 1937/38 und 1944/45 etwas grösser als der von 1962/63, aber in den erstgenannten Jahren wird dennoch nicht jener minimale Wärmeverrat im See von 1963 erreicht, weil die Sommer-Herbstkulmination bei einer viel höheren Mitteltemperatur einsetzt als im vorletzten unserer Untersuchungsjahre. Nach einer Wärmeabgabe von 15×10^{12} Cal ($= 24300 \text{ cal. cm}^{-2}$) vom September bis zum Januar besass der See noch 14×10^{12} Cal ($= 22100 \text{ cal. cm}^{-2}$); sein Wärmeverlust vom November bis zur Gfrörni beläuft sich dabei auf 9×10^{12} Cal ($= 14000 \text{ cal. cm}^{-2}$). Wir greifen diese Zahlen heraus, um sie mit HOTTINGERS (1941) theoretischen Werten vergleichen zu können: er stellte eine Wärmebilanz für den Zürichsee auf und bekam als Resultat einen durchschnittlichen Wärmeverlust vom November bis zur Gfrörni von 13 bis 15×10^{12} Cal; die Differenz zu unseren Berechnungen ergibt sich aus der Verschiedenheit der Jahre und weil HOTTINGER noch mit den nicht reduzierten Daten von der alten Meteorologischen Zentralanstalt sowie mit teilweise geschätzten Energiemengen rechnete. Allein mit der Reduktion der monatlichen Temperaturen um $0,8^\circ \text{ C}$, wie sie für Umrechnungen der vor August 1949 an anderem Orte gewonnenen Lufttemperaturmittel auf den jetzigen Standort angewandt wird (SCHÜEPP, 1961, C/32), würde HOTTINGERS Ergeb-

Tabelle 23. Wintermittel von Seeoberflächen- und Lufttemperaturen in $^\circ \text{ C}$

Jahr	See (J—M) ¹	Luft (D—F) ¹
1937	4,6	1,6
1938	4,3	0,0
1939	4,2	-0,1
1940	4,1	-2,8
1944	4,5	-0,2
1945	3,6	-0,9
1946	3,6	0,5
1947	3,2	-2,8
1948	5,0	1,8
1949	4,3	0,1
1950	5,2	1,7
1951	4,3	0,5
1952	4,2	-0,7
1953	3,6	-1,2
1954	3,4	-0,9
1955	4,5	1,0
1956	3,6	-1,1
1957	4,6	1,4
1958	4,2	1,4
1959	4,4	1,4
1960	4,4	1,2
1961	5,8	1,8
1962	4,4	0,8
1963	2,0	Minima -4,6

¹ Vgl. S. 97.

nis auf ca. $10 \text{ bis } 12 \times 10^{12}$ Cal zu stehen kommen, womit unsere Beträge sehr nahe beieinander lägen.

In bezug auf die Seeoberflächentemperaturen, die am augenfälligsten eine Vereisung widerspiegeln, wäre zu bemerken: sie bilden 1962/63 zusammen mit den Lufttemperaturen das tiefste Wintermittel von 24 Jahren, wie aus Tabelle 23 ersichtlich ist.

Diese Extreme können als solche auch in Abbildung 14 wiedererkannt werden: sie nehmen die tiefste Punktlage bei der Gegenüberstellung der winterlichen Veränderungen von Luft- und Seeoberflächentemperaturen ein.

2. Seetemperatur- und Witterungsverhältnisse vor, während und nach der totalen Oberflächenvereisung

Nachdem wir uns in einem Überblick über die Temperatur- und Wärmeverhältnisse des Winters 1962/63 orientiert, sie grössenmässig erfasst und mit den Ergebnissen der von uns untersuchten Jahre entsprechend verglichen haben, wollen wir nun die einzelnen Merkmale beobachten, die durch ihr Zusammenwirken eine Seegfröni ermöglichten.

In Abb. 17 und 18 können wir den Abkühlungsvorgang allgemein in den Monatsmitteltemperaturen, die den thermischen Zustand der Gesamtwassermasse beschreiben und speziell in Tautochronen, die die Temperaturverhältnisse der einzelnen Tiefenschichten festhalten, verfolgen. Dabei stellen wir fest, dass zwischen den

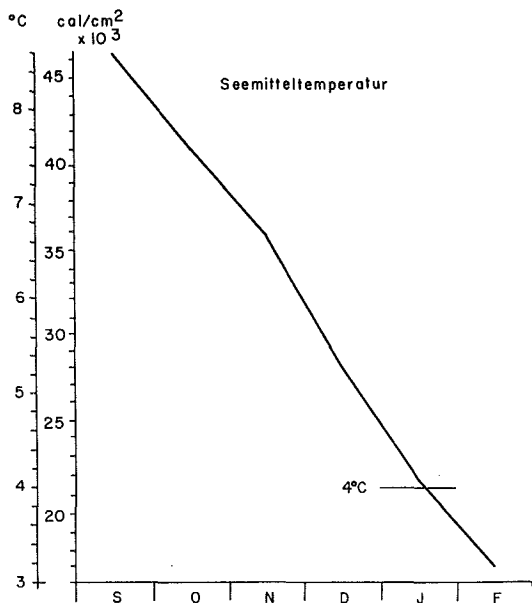


Abb. 17. Abkühlungsvorgang des Sees von der Herbstkulmination 1962 bis zum Minimum zur Zeit der Gfröni 1963.

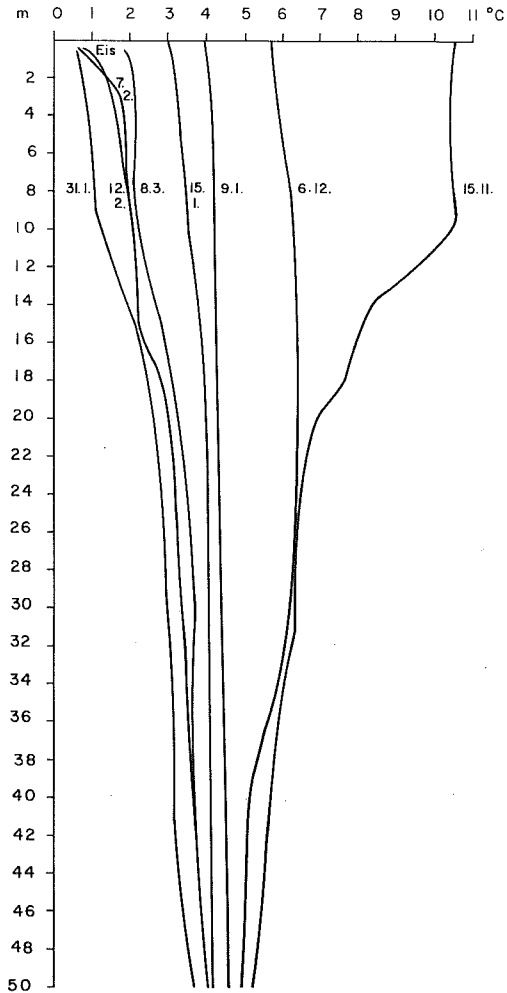


Abb. 18. Temperaturprofile vom November 1962 bis März 1963.

Messungen am 15. 11. und 6. 12. 62 die Sprungschicht aufgehoben wird. Die nun tiefgreifende Teilzirkulation geht in der ersten Januardekade in die Hauptzirkulation über. Von diesem Moment an ist eine Voraussetzung für die mögliche Eisbildung bei weiterer Abkühlung gegeben; theoretisch kann jetzt kälteres und damit leichteres Wasser das wärmere überlagern. Am meisten würde eine Eisbildung begünstigt, wenn sich rasch eine Sprungschicht unter inversen Temperaturverhältnissen ausprägen könnte. Sie würde für den Wind eine molekularbedingte, recht stabile Grenze bedeuten und könnte seinen durchmischenden Eingriff in wärmeres Tiefenwasser verhindern. Aber selbst in strengen Wintern wie 1963 und in weiteren 50% der von uns untersuchten Jahre bildet sich keine Sprungschicht mit einem Gradienten von

wenigstens $0,5^{\circ}\text{C}/\text{m}$ (vgl. unsere Ausführungen im Kapitel über die thermische Sprungschicht) aus, sondern nur eine leicht inverse Temperaturschichtung. Die Ursache ist in der geringen Dichtedifferenz des Wassers zwischen 0 und 4°C zu suchen, wodurch schon schwache dynamische Einflüsse rasch wirksam werden und tiefgreifende Durchmischungen des kalten Oberflächen- mit warmem Tiefenwasser bewirken und damit eine Eisbildung häufig verzögern und im letzten Moment noch verunmöglichen können. Eine wirklich stabile Schichtung vermag sich auch bei niedrigsten Aussentemperaturen allein bei Windstille zu bilden; diese herrscht aber immer nur vorübergehend, und es ist ein Zufall, wenn wir sie in unseren Aufzeichnungen beobachten können. Deshalb kann von einem stagnierenden Zustand mit wirklich nachweisbarer winterlicher Schichtung eigentlich nur unter einer Eisbedeckung gesprochen werden, die Windwirkungen ausschliesst.

CHURCH (1942) nimmt als Vorbedingung für eine inverse Schichtbildung eine Temperaturdifferenz von wenigstens -2°C bis zum grössten Dichtemaximum des Wassers und gleichzeitig geringe Windeinwirkung an. Bei unserem Objekt ist selbst bei $0,5^{\circ}\text{C}$ (also $-3,5^{\circ}\text{C}$ Differenz) noch keine markante Schichtbildung festzustellen. Erst unter dem Eis zeigt erwartungsgemäss bei den Messungen am 7. und 12. 2. ein wachsender Gradient die Winterstagnation an. Jetzt wären zur weiteren Analyse feindifferenzierte Temperaturaufnahmen aus den oberen Schichten des Wassers und ein Temperaturprofil durch das Eis wünschenswert. Leider sind alle im Januar und Februar 1963 vorgenommenen Messungen in vertikaler Richtung, besonders in und unmittelbar unter dem Eis, die eine Vorstellung über die Ausprägung der Temperaturgradienten vermitteln sollten, entweder zu grob oder unauswertbar, denn «die Messungen der Temperaturen im Eis wurden durch Strahlungseffekte gestört» (LEMANS, 1963, S. 1/17).

Aus allen bisher veröffentlichten limnologischen Studien zu diesem Thema wissen wir, dass weitere Faktoren bei der Vorbereitung einer Seegfröni mitspielen; dabei wird betont, dass im letzten Moment, wenn die ex- und internen Temperaturen tief genug sind, eine klare Nacht mit starker Wärmeausstrahlung und minimalem Wind über das Zustandekommen der Vereisung entscheiden. So blieb auch das Zufrieren des Zürichsees von dem gleichzeitigen Auftreten dieser beiden Bedingungen abhängig und war auf längere Zeit ein erhofftes, nicht aber ein voraussagbares Ereignis.

Am 9. 1. — die Seemessungen ergaben eine Homothermie bei 4°C — sank das Tagesmittel der Lufttemperatur unter 0°C , um lange Zeit nicht mehr über diese, für das Wasser so bedeutungsvolle Grenze, hinauszugehen. Kaltluft von Grönland, Skandinavien, Russland und Zentraleuropa brachte vierzehn Eistage (= Tagesmaximum der Luft liegt unter 0°C), in denen kräftige Nordost-Winde vom 17. bis 22. 1. 63 den Abkühlungsvorgang im Wasser unterstützten, wie aus Tabelle 24 ersichtlich wird.

Die Oberflächentemperatur des Sees näherte sich dem Gefrierpunkt. Aus den Messungen vom 31. 1. lässt sich für den 23. 1., von dem keine Aufzeichnungen existieren, ableiten, dass beim Beginn der Gfröni in 8 m Tiefe bei Thalwil eine Temperatur von nur 1°C herrschte, in 14 m Tiefe eine solche von 2°C , in 30 m 3°C und bei 55 m Tiefe die Temperatur von 4°C . Selbst aus dieser Tiefe hätte das Oberflächenwasser weitere Wärmezufuhr erfahren, wenn nicht vom 23. 1. zum 24. 1. bei

Tabelle 24. Windverhältnisse eine Woche vor und bis zu der Totalvereisung der Seeoberfläche bei Tagesmaximaltemperaturen der Luft von unter 0° C

Datum	Windgeschwindigkeit km/h						Dauer in Stunden
	≤ 30	≤ 25	≤ 20	≤ 15	≤ 10	≤ 5	
17. 1. 63			10	14			
18. 1. 63			6	18			
19. 1. 63			4	20			
20. 1. 63				24			
21. 1. 63			12	12			
22. 1. 63	1	7	4	12			
23. 1. 63					18		6 Gfrörni!
24. 1. 63					2	22	
25. 1. 63						24	

Hinweis: Eine sichtbare Einwirkung des Windes auf die Oberfläche stehender Gewässer zeigt sich in den ersten Kräuselungen an der Wasseroberfläche, die bei 16—18 km/h Windgeschwindigkeit auftreten; vgl. Beschreibung zur Beaufort-Skala, herausgegeben von der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, Zürich, 1949.

klarer Nacht der Wind von 17.30 Uhr bis Mitternacht auf eine Durchschnittsgeschwindigkeit von 1,3 km/h zurückgefallen wäre. In jenen Stunden überzog sich der See vollkommen mit einer Eisdecke, die die Sonnenwärme des nächsten Tages nicht mehr zu schmelzen vermochte. Auf dem Wege über noch offengebliebene Seestellen setzte keine neuerliche Zirkulation der Wassermassen und kein Wiederauflösen der Eisdecke ein, weil die Windgeschwindigkeiten auch am 24. und 25. 1. 1963 niedrig blieben, womit das Dickenwachstum und das Schliessen der letzten Stellen im Eis begünstigt wurden.

Dem nun folgenden täglichen Wachstum der Eisschicht hat LEMANS (1963) seine Aufmerksamkeit gewidmet und über die Beziehungen von Eiszunahme und mittlerer Lufttemperatur Berechnungen angestellt. Die Ausgangsdaten gewann er direkt auf dem Eis aus der von der Meteorologischen Zentralanstalt dort errichteten Wetterstation.

Langsamer als das Gefrieren vollzog sich das Auftauen des Eises. Es wurde eingeleitet durch den Lufttemperaturanstieg über 0° C. Spannungen und Pressungen innerhalb des Eises, die durch die Tag-Nacht-Amplituden der Lufttemperaturen hervorgerufen wurden und ein starker Föhn sorgten für das Aufreissen der Eisfläche. Der Tauprozess wurde fernerhin unterstützt durch die Zerstörung der thermischen Sprungschicht, nachdem sich Schollen gebildet hatten und der Wind im Wasser Ausgleichsströmungen verursachen konnte. Am 28. 3. war der See eisfrei. Bei der städtischen Messung am 9. 4. hatte er sein Dichtemaximum erreicht, und am 23. 4. ergaben die kantonalen Temperaturnahmen mit 9,6° C an der Oberfläche, 5,2° C in 10 m Tiefe und 4,5° C in 20 m Tiefe den Beweis, dass sich die Frühjahrsteilzirkulation eingespielt hatte.

Bisher lassen sich noch keine detaillierten Aussagen über das Mass und die Kombinationsmöglichkeiten der Faktoren machen, die für das Zustandekommen einer Gfrörni unerlässlich sind. Alle Untersuchungen basieren auf den Beobachtun-

gen einer Auswahl der beteiligten Elemente. Als Beispiel seien die Arbeiten für den Zürichsee von HOTTINGER (1941), MÜLLER (1963), LEMANS (1963) und GÜLLER (1963) genannt. Sie gehen beispielsweise den Wärme- und Kältesummen in Gfrörni- und anderen strengen Wintern nach. Im Resultat werden die Mitteltemperaturen einander gegenübergestellt, und LEMANS bemerkt: «Weder die Mitteltemperaturen, noch die Kältesumme eines Winters sagt etwas darüber aus, ob die Kälte kurz und sehr intensiv oder aber mässig und sehr anhaltend war . . . Es fällt auf, dass die Kältesummen bis zum Gefrieren des Zürichsees in den einzelnen Jahren sehr verschieden ausfielen. Es gibt also keine strenge Beziehung zwischen der Kältesumme und der Gefrierbereitschaft des Sees» (S. 1/17).

Den Grund, warum unsere bisherigen Studien in Ungewissheiten oder Teillösungen stecken blieben, kennzeichnet MÜLLNER (1924), wenn er sagt: «Das Beobachtungsmaterial ist viel zu lückenhaft, als dass wir auch nur innerhalb eines einzigen Sees das Wechselspiel aller in Betracht kommenden Kräfte klarzulegen vermöchten» (S. 179). Mit dieser Feststellung ist auch unsere Situation beschrieben; ausserdem sind wir weder durch langfristige und umfassende Planungen, noch durch eine geeignete technische Ausrüstung jemals auf dieses Ereignis vorbereitet gewesen. Auch 1963 war man von der Seevereisung überrascht und so «fehlte für die Untersuchungen ein ausgeklügeltes Instrumentarium, und der Wissenschaftler musste sich teilweise mit improvisierten Mitteln behelfen» (ZIMMERMANN, 1963, S. 13).

So bleibt uns nichts, als zu wiederholen, was 1926 bereits von MÜLLNER bemerkt wurde: «Was an Beobachtungen über den Vereisungsbeginn und seine Ursachen vorliegt, gestattet nur, Vermutungen über das Wechselspiel der Kräfte auszusprechen, die hierbei beteiligt sind; für eine Lösung des Problems durch physikalische Gesetze reicht es nicht aus» (S. 216).

IX. Zusammenfassung

Die Basis unserer Längsschnittuntersuchung bildeten die Temperaturwerte vom Zürichsee, die von 1937 bis 1963 registriert wurden. Unser Anliegen war es, das thermische Geschehen im See nach Zeit, Ort und Grösse zu erfassen und Variationen auf Beziehungen zu internen und externen Faktoren zu testen. Die wesentlichen Merkmale, die sich aus Beobachtungen in 24 Jahren ergaben, wurden beschrieben, die rechnerischen Ergebnisse in Zahlen- und Zeittabellen, in graphischen Darstellungen und statistischen Masszahlen dargeboten und interpretiert.

Wir befassten uns im fünften Kapitel dieser Arbeit mit den Temperaturen von sechs Messstellen entlang der Längsachse des Sees; wir diskutierten den Begriff «Oberfläche» und erläuterten die regional verschieden ausgefallenen Durchschnitts- und Extremtemperaturen von der Wasseroberfläche. Als dann zeigten wir den Jahresgang der Oberflächentemperaturen an den einzelnen Probenahmestellen auf und rechneten die monatlichen Mittel für die gesamte Oberfläche aus, um einen Annäherungswert für vertikale Vergleichsstudien und für Korrelationen mit meteorologischen Daten zu bekommen. Bei den Temperaturbeobachtungen von immer tieferen Wasserschichten konnten wir feststellen, dass der jahreszeitliche Rhythmus bis zu 40 Metern

Tiefe einerseits eine Phasenverschiebung bis zu vier Monaten in bezug auf das Erreichen des Maximums erfährt und andererseits immer mehr abklingt; am ausgeprägtesten tritt er in der oberen Wasserschicht in Erscheinung, in der die durchschnittliche Jahresschwankung $17,7^{\circ}\text{C}$ ausmacht. Diese Amplitude verringert sich mit wachsender Tiefe in dem Masse, wie es in der Verflachung der Temperaturkurve zum Ausdruck kommt. Ab 55 Metern Tiefe liegt der Betrag der Temperaturunterschiede im Jahresverlauf bei durchschnittlich 1°C und weniger. Beim Vergleich des jährlichen Temperaturganges ergab sich, dass mit wachsender Tiefe dem Erwärmungsvorgang des Sees ein immer grösserer Zeitraum zur Verfügung steht, indes sich die Abkühlung der Wassermassen um so schneller ereignet, je weiter sie von der Oberfläche entfernt liegen:

Die Temperatur	steigt	fällt
bei 0 m	ab März	ab September
10 m	ab März	ab Oktober
20 m	ab März	ab Dezember
30 m	ab April	ab Januar

Thermische Differenzierungen von Schicht zu Schicht und Monat zu Monat haben sich aus klimatischen, morphologischen und hydrophysikalischen Gegebenheiten weitgehend erklären lassen.

Bei den Aufzeichnungen der monatlichen Temperaturen aller Tiefenstufen haben sich Profile ergeben, die in bestimmten Zeiten eine heterotherme Zone erkennen lassen, die durch ihr grosses Temperaturgefälle auf relativ kleine Distanz zu jener bekannten physikalischen, chemischen und biologischen Zwei- oder Dreiteilung der vertikalen Wassermassen führt. Wir haben die gebräuchlichen Termini für diese Schicht diskutiert und versucht, sie grössenmässig zu erfassen und abzugrenzen, um eine Basis für vergleichende Sprungschichtstudien zu schaffen. Durch Anwendung eines bestimmten Messverfahrens auf die Temperaturprofile gelangten wir sowohl zu den Angaben über Lage und Mächtigkeit der Thermoklinen als auch zu jenen über Lage und Betrag des zu einer bestimmten Zeit grössten Temperaturgradienten innerhalb dieser interessanten Schicht. Nach einer winterlichen Sprungschicht bei inversen Temperaturverhältnissen haben wir im Zusammenhang mit der Gfrörni wegen zu wenig differenzierter Temperaturangaben vergeblich gesucht.

Aus den Temperaturwerten ergaben sich nach Ausführung weiterer Rechenschritte die monatlichen und jährlichen Wärmemengen des Sees, die wir im sechsten Kapitel dieser Arbeit bekannt machten. Wir veröffentlichten sie aus dargestellten Gründen auf drei Arten: als Kalorien-Total, als Seemitteltemperaturen und als cal/cm^2 Seeareal über der mittleren Tiefe von 5400 cm. Durch Akzentverschiebungen bei der Betrachtung der zahlreichen Ergebnisse, konnten wir sukzessiv über das zeitliche Auftreten der Minima und Maxima informieren, über die Beträge und den Moment des durchschnittlich grössten Wärmeschubs, über die winterlichen Wärmereserven und die Höhe der Wärmeeinnahmen und -ausgaben. Um die Thermik in den einzelnen Seejahren beurteilen zu können, leiteten wir aus unseren Resultaten analog zu dem Vorgehen in der Klimatologie die monatlichen und das jährliche Mittel als Normalwert ab. Auf Grund dieser Typisierung war es möglich, eine Klassifizierung

der Seejahre in warme, kalte und durchschnittliche vorzunehmen, die sie unterscheidenden Merkmale herauszuarbeiten, die Häufigkeit von Extremjahren festzustellen und der Frage nachzugehen, ob sich der Wechsel von warmen und kalten Seejahren periodisch ereignet und in Beziehung zu dem Auftreten der Sonnenfleckenzyklen gebracht werden kann.

Im siebten Kapitel dieser Arbeit beschrieben wir an Hand von Abbildung 13 die Temperaturveränderungen der Gesamtwassermasse und verglichen damit Variationen der Lufttemperaturen, Sonnenscheindauer, relativen Feuchtigkeit und des Windes. Wir konnten die allgemeinen Aussagen durch die Anwendung korrelationsstatistischer Verfahren präzisieren. In Korrelationskoeffizienten und im Bestimmtheitsmass zeigten sich jahreszeitliche und monatliche Zusammenhänge zwischen den Veränderungen von Seetemperaturen bis zu 20 Metern Tiefe und den Variationen der Lufttemperaturen und Sonnenscheindauer. Die Tendenz der Abhängigkeit veranschaulichten wir in einigen Korrelationsdiagrammen. Die engsten Beziehungen zwischen dem hydrothermischen Geschehen und dem Gang der Lufttemperaturen ergaben sich für die Grenzschicht Luft-Wasser und traten um so deutlicher hervor, je mehr der Wärmelatenz des Wassers durch Zusammenfassung grösserer Zeitintervalle (Frühling, Sommer, Herbst, Winter) und dem Rhythmus der Seethermik, der sich gegenüber dem der Luft um einen Monat verzögert, Rechnung getragen wurde. Der Aussagewert dieser Ergebnisse wurde diskutiert.

Die Kenntnis der Beziehungen zwischen Luft- und Seeoberflächentemperaturen führte zu dem Versuch, aus dem monatlichen Mittel der Lufttemperaturen theoretisch die Seeoberflächentemperaturen abzuleiten. Ein anschliessender Vergleich mit vorliegenden Daten (am besten das Mittel aller Oberflächentemperaturen) zeigte, dass die Treffsicherheit hoch ist und liess sogar die Vermutung zu, dass die theoretischen Werte einem Monatsmittel näher liegen könnten als die nur einmal pro Monat wirklich registrierten. Auf die praktischen Anwendungsmöglichkeiten dieser Kenntnisse wurde hingewiesen.

Im achten Kapitel haben wir die Zeit der totalen Seeoberflächenvereisung von 1963 wegen ihrer Seltenheit aus der Longitudinalstudie herausgegriffen. Soweit die vorliegenden Messresultate es ermöglichten, sind wir den Veränderungen der hydrothermischen Verhältnisse und den sie bedingenden Faktoren bis zum Eintritt der Gfrörni nachgegangen. Wir konnten den Anteil der mitwirkenden Faktoren und das Prinzip im Wechselspiel der Kräfte nicht erfassen, weil das Beobachtungsmaterial zu lückenhaft ist. Das Ereignis tritt für unser Objekt so selten und dann noch überraschend ein, dass bisher keine umfassenden Messmethoden ausgearbeitet und überprüft wurden; auch das notwendige kostspielige Spezialinstrumentarium zur Registrierung fehlt.

Summary

This study deals with variations in the temperature of the Lake of Zurich between 1937 and 1963. Thermal conditions recorded at various times and places in the Lake were related to internal and external factors, as shown in accompanying graphs and tables.

Temperatures at six points of measurement along the longitudinal axis of the Lake were described and regional differences shown by average and extreme temperatures of the water surface were discussed in relation to the concept of "surface". Mean monthly surface temperatures during the yearly cycle were obtained and correlated with meteorological dates for comparison with vertical studies. Noting temperatures of various depths it was shown that the annual rhythm registers a delay in phase down to a depth of 40 m of as much as four months with regard to the extend of the maximum and temperature variations decrease. They were most marked in the upper layers when the average fluctuation during the year is $17,7^{\circ}\text{C}$. This amplitude is reduced with increasing depth as seen in the diminishing temperature curve. 55 m below the surface, average annual temperature fluctuation is 1°C or less. The annual temperature curve shows it takes longer for the water mass to warm at greater depths. The water cools, however, more quickly, the more distant it is from the surface.

Thermal differences from layer to layer and from month to month were explained according to climatic, morphological and hydrophysical facts.

Graphical profiles of monthly temperatures at all depths demonstrated a heterotherme zone at certain times which — based on the great drop of temperature in this relatively short distance — causes that wellknown physical, chemical and biological division of the vertical water mass into two or three parts. The usual terms of this layer were discussed and it was redefined in order to discover a basis for comparing studies of thermoclines. By applying a new method to measuring the gradients of temperature, dates relevant to the position and size of thermocline, were obtained as well as the position and the amount of that gradient of temperature which at a certain time is the biggest one in this layer.

With regard to the "Gfröni", a search for a winter thermocline during inverse thermal conditions was unsuccessful because of insufficient dates. By further calculations, monthly and annual calory measures of the Lake were obtained and presented in three forms. The data give information about the temporal occurrence of the minima and maxima, about the amount and extend of the greatest warm push, about the winter reserves of heat and the amount of heat-influx and -efflux. In order to assess the thermal characteristics of different years, a normal value analogous to the method in climatology, was derived from the results for each month and year. Based on this norm it was possible to classify the Lakes' years into warm, cold and average, to discover the distinguishing features, to ascertain the frequency of extreme years and to examine when there is a periodic change from warm to cold years and whether there is any relationship to sun spot cycles.

Correlations between temperature variations of the entire Lake with air temperature, duration of sunshine, relative humidity, and wind were presented. Seasonal and monthly interdependent relationships were noted between variations in sea temperatures down to the depth of 20 m and variations in air temperatures and sunshine duration. With regard to hydrothermal conditions and air temperatures, most effect was noted at the juncture of air and water. This relationship was more evident, the more the heat-latency of the water was taken into account by inclusion of longer intervals of time in accord with the seasons of spring, summer, autumn

and winter. A time lag of one month was observed between the cycle of Lake heat and that of the air. The implications of this time lag were discussed.

Knowledge of the relationship between the temperature of the air and the Lake at its surface led to a theoretical derivation of the temperature of the water surface from the monthly average of the air temperatures. This proved to be highly accurate when the mean of all the surface temperatures was used. Possible practical applications of this technique were posed.

Finally, an effort was made to relate the total freezing of the Lakes' surface, a relatively rare event which occurred in 1963, to changes in hydrothermal conditions studied. The significant factors in this event and their reciprocal interactions could not be identified because the data were too fragmentary. Sufficiently comprehensive measurements could not be obtained and tested in time because of lack of the necessary expensive special instruments.

Literaturverzeichnis

- AEPPLI, A. (1894): Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichseetales. Diss. Universität Zürich.
- Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt (MZA): 1937 bis 1963, Zürich.
- AUFSESS, O. (1905): Die physikalischen Eigenschaften der Seen. Die Wissenschaft, Braunschweig, 4, 120 S.
- BIRGE, E. A. (1915): The Heat Budget of American and European Lakes. Trans. Wis. Acad. Sci. Arts Lett., 18, 166—213.
- (1916): The Work of the Wind in Warming a Lake. Trans. Wis. Acad. Sci. Arts Lett., 18, 341—391.
- BOBEK, H. (1957): Gedanken über das logische System der Geographie. Mitt. Geogr. Ges. Wien.
- BRÖNSTED, J. N., WESENBERG-LUND, C. (1911): Chemisch-physikalische Untersuchungen der dänischen Gewässer nebst Bemerkungen über ihre Bedeutung für unsere Auffassung der Temporalvariationen. Int. Rev. Hydrobiol., 4, 251—290.
- BURDECKI, F. (1956): Vereisung, Meereshöhe und Wärmespeicherung von Gebirgsseen. Wetter und Leben, 8, 27—28.
- CHURCH, P. E. (1942): The Annual Temperature Cycle of Lake Michigan. I. Cooling from Late Autumn to the Terminal Point, 1941—1942. Institute of Meteorology, Univ. Chicago, Miscellaneous Reports, No. 4, 48 pp.
- (1945): The Annual Temperature Cycle of Lake Michigan. II. Spring Warming and Summer Stationary Periods, 1942. Department of Meteorology, Univ. Chicago, Miscellaneous Reports, No. 18, 100 pp.
- CSANADY, G. T. (1963): Turbulent Diffusion in Lake Huron. Great Lakes Inst., Univ. Toronto, No. GLI 15, 360—384.
- DAVIS, K. S., DAY, J. A. (1961): Das Wasser — Der Spiegel der Wissenschaft. Natur und Wissen, Bd. W 16, Desch, München, 222 S.
- DEANE, R. E. (1963): Limnological and Meteorological Observation Towers in the Great Lakes. Amer. Soc. Limn. and Ocean., 1, 9—16.
- DUSSART, B. (1954): Température et Mouvements des Eaux dans les Lacs. Ann. Station Centrale d'Hydrobiologie appliquée, Tome V, 119 S.
- DUSSART, B., SUCHET, M.: Recherches Récentes sur la Température et les Courants dans les Lacs Français. Publ. No. 38 de l'Association Inst. d'Hydrologie, 52—58.
- DUTTON, J. A., BRYSON, R. A. (1962): Heat Flux in Lake Mendota. Amer. Soc. Limn. and Ocean., 1, 80—98.
- ECKEL, O. (1956): Beitrag zum Studium des Wärmeumsatzes in Seen. Arch. f. Met., Geophysik und Bioklim., Ser. A 9, 120—157.

- (1957): Die Bedeutung der Sprungschicht für den Wärmehaushalt der Alpenseen. *La Météorologie*, 339—344.
- (1960): Temperaturen der Gewässer. *Klimatographie von Österreich*, 293—380.
- ELSTER, H. (1939): Beobachtungen über das Verhalten von Schichtgrenzen nebst einigen Bemerkungen über die Austauschverhältnisse im Bodensee (Obersee). *Arch. Hydrobiol.*, 35, 286—346.
- ELSTER, H., LEHN, H., LOSSNITZER, H., KNORR, M., PÖPEL, F. (1963): Bodenseeprojekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft. Franz Steiner Verl., Wiesbaden, 55 S.
- FINDENEGG, I. (1936): Die Bedeutung des Klimas für die Entstehung biologischer Seetypen. *Bioklim. Beibl.*, 57—63.
- (1938): Sechs Jahre Temperaturlotungen in den Kärntner Seen. *Int. Rev. Hydrobiol.*, 37, 364—384.
- (1953): Kärntner Seen naturkundlich betrachtet. *Verl. des Naturwiss. Ver. für Kärnten, Klagenfurt*, 101 S.
- Fischerlexikon (1960): Geophysik. *Verl. Fischer, Hamburg*. 373 S.
- FOREL, F. A. (1892—1904): *Le Léman. Monographie limnologique*. 3 Bände, Lausanne.
- (1893): Die Temperaturverhältnisse des Bodensees. *Schr. Ver. Gesch. Bodensees und seiner Umgebung, Lindau*, 22.
- (1901): *Handbuch der Seenkunde*. *Verl. Engelhorn, Stuttgart*, 249 S.
- FREY, H. (1931): Der Frühlingszug am Zürichsee. *Neujahrsblatt Naturf. Ges. Zürich auf das Jahr 1931*, 48 S.
- GOGARTEN, E. (1910): Über alpine Randseen und Erosionsterrassen im besonderen des Linthtales. *Diss. Univ. Zürich*.
- GONZENBACH, W. v. (1936): Bericht über die wissenschaftliche Erforschung des Zürichsees in den Jahren 1929—1933. *Zürich*, 156 S., 10 Beilagen.
- GORHAM, E. (1964): Morphometric Control of Annual Heat Budgets in Temperate Lakes. *Amer. Soc. Limn. and Ocean.*, 4, 525—530.
- GÜLLER, A. (1963): Meteorologische Betrachtungen zur Zürichseegefrierne. *Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich*, 108, 417—430.
- HAINES, D. A., BRYSON, R. A. (1961): An Empirical Study of Wind Factor in Lake Mendota. *Amer. Soc. Limn. and Ocean.*, 3, 356—365.
- HALBFASS, W. (1900): Ein Kapitel aus der modernen Seenforschung. *Neuhaldensleben*, 15 S.
- (1907): Klimatologische Probleme im Lichte moderner Seenforschung. *Neuhaldensleben*, 21 S.
- (1908): Klimatologische Probleme im Lichte moderner Seenforschung. *Neuhaldensleben*, 26 S.
- (1922): Die Seen der Erde. *Petermanns Mitt., Ergänzungsheft 185*, 169 S.
- (1923): Grundzüge einer vergleichenden Seenkunde. *Verl. Borntraeger, Berlin*, 354 S.
- HEIM, ALB. (1891): Die Geschichte des Zürichsees. *Neujahrsblatt Naturf. Ges. Zürich*.
- HELLSTRÖM, B. (1963): Seiches and Wind Currents in Lakes. *Trans. Royal Inst. Technol., Civil Engineering 7, Stockholm*, 31 S.
- HOFER, F. (1952): Über die Energieverhältnisse im Brienersee. *Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, Hydrologie, Lieferung 7*, 95 S.
- HOFSTETTER, G. (1952): Der Einfluss meteorologischer Faktoren auf die Temperaturen der Gewässer des Salzkammergutes. *Diss. Univ. Wien*. 206 S.
- (1954): Der Einfluss der meteorologischen Faktoren auf die Temperaturen alpiner Seen. *Arch. Met. Geophysik und Bioklim., Serie B, 5*, 146—181.
- HORIUCHI, S. (1962): A Limnological Study on the Thermal Stratification of the Lakes in Japan. *Jap. Journal Geol. and Geography, No. 2—4*, 145—169.
- HOTTINGER, M. (1941): Die Wärmebilanz grosser Wassermassen in strengen Wintern (dargestellt am Zufrieren des Zürichsees). *Wärme- und Kältetechnik, Berlin, November*, 169—173, Dezember, 185—189.
- HUTCHINSON, E. G. (1957): *A Treatise on Limnology*, vol. I. *John Wiley, New York*, 1015 S.
- JOHNSON, H. (1946): *Termisk-Hydrologiska Studier i Sjön Klämmingen*. *Geografiska Ann., Häft 1—2*, 154 S.
- JUDAY, C. (1916): *Limnological Apparatus*. *Trans. Wis. Acad. Sci. Arts Lett.*, 18, 566—593.
- KELLER, R. (1961): *Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes. Eine Einführung in die Hydrogeographie*. *Hände und Spencersche Verl.-Buchh., Berlin*, 520 S.
- KOŽOV, M. M. (1963): *Lake Baikal and his Life*. *W. Junk, Den Haag*, 360 S.

- KRUMHOLZ, L. A., COLE, G. A. (1959): Studies on a Kentucky Knobs Lake. IV Some Limnological Conditions during an Unusually Cold Winter. *Amer. Soc. Limn. and Ocean.*, 4, 367—387.
- LA FOND, E. C. (1963): Detailed Temperature Structures of the Sea off Baja California. *Amer. Soc. Limn. and Ocean.*, 4, 417—426.
- LEHN, H. (1962): Jahresverlauf der Temperaturschichtung im Bodensee. *Das Gas- und Wasserfach*, 103, 779—785.
- LEMANS, A. (1963): Die Seegfrörni 1963. *Ann. Schweiz. Met. Zentralanstalt*, S. 1/13—22.
- LINDER, A. (1951): Statistische Methoden für Naturwissenschaftler, Mediziner und Ingenieure. Birkhäuser, Basel. 238 S.
- MAURER, J. (1929): Der strenge Winter 1929 und die grosse Seegfrörne Februar/März in der Schweiz. *Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. in Zürich*, 74, 310—313.
- MC COMBIE, A. M. (1959): Some Relations between Air Temperatures and the Surface Water Temperatures of Lakes. *Amer. Soc. Limn. and Ocean.*, 3, 252—259.
- MERZ, A. (1920): Die Oberflächentemperaturen der Gewässer. *Veröffentl. Inst. f. Meereskunde*, N. F., Geogr. Naturwiss. Reihe, Berlin, 5, 42 S.
- MINDER, L. (1918): Zur Hydrophysik des Zürichsees und Walensees, nebst Beitrag zur Hydrochemie und Hydrobakteriologie des Zürichsees. Schweizerbart'sche Verl.-Buchh. Stuttgart, 122—194.
- (1938): Der Zürichsee als Eutrophierungsphänomen. *Summarische Ergebnisse aus 50 Jahren Zürichseeforschung. Geologie der Meere und Binnengewässer*, Bd. 2, Heft 2.
- (1943): Der Zürichsee im Lichte der Seetypenlehre. *Neujahrsblatt der Naturf. Ges. in Zürich auf das Jahr 1943*. 83 S.
- MORTIMER, C. H. (1951): The Use of Models in the Study of Water Movement in Stratified Lakes. *Proceedings Int. Ass. of theoretical and applied Limnology*, 254—260.
- (1952): Water Movements in Lakes during Summer Stratification; Evidence from the Distribution of Temperature in Windermere; with an Appendix by M. S. Longuet Higgins. *Philos. Trans. Royal Soc. London, Serie B*, 236, 355—404.
- (1953): The Use of Thermistors for the Measurement of Lake Temperatures. *Int. Vereinigung f. theor. und angewandte Limnologie*, 42 S.
- (1955): Some Effects of the Earth's Rotation on Water Movements in Stratified Lakes. *Verh. int. Ver. Limn.*, 12, 66—77.
- MÜLLER, W. (1963): Zur Treffsicherheit von Langfristvorhersagen. *Wetter und Leben*, 244—246.
- (1963): «Seegfrörni» in Zürich. *Wetter und Leben*, 107—109.
- MÜLLNER, J. (1924): Zur Vereisung der Seen der Ostalpen. *Geografiska Ann.*, 2, 131—179.
- (1926): Problematisches im Vereisungsbeginn der Binnenseen. *Geografiska Ann.*, 3, 177—216.
- NYDEGGER, P. (1957): Vergleichende limnologische Untersuchungen an sieben Schweizerseen. *Diss. Univ. Bern, Beitr. Geol. Schweiz, Hydrologie, Lieferung 9*, 80 S.
- OLSZEWSKI, M. P. (1951): The Thermal Conditions of Mountain Lakes. *Extrait Bull. Acad. Polonaise Sci. et Lett. Serie A*, 239—290.
- OREN, O. H. (1962): Physical and Chemical Characteristics of Lake Tiberias. *Bull. Research Council Israel* 1, 1—34.
- PAVONI, N. (1953): Die rückläufigen Terrassen am Zürichsee und ihre Beziehungen zur Geologie der Molasse. *Geographica Helvetica* 3, 217—226.
- PEPLER, W. (1927): Beiträge zur Kenntnis der Oberflächentemperaturen des Bodensees. *Das Wetter*, 44, 205—212; 45, 14—20, 99—105.
- (1937): Temperaturen des Wassers und der Luft am Bodensee. *Wiss. Abh. Reichsanst. f. Wetterdienst* 3, Nr. 7, 38 S.
- PFENNINGER, A. (1902): Beiträge zur Biologie des Zürichsees. *Diss. Univ. Zürich*, 61 S.
- PIROCCHI, LIVIA (1949): Osservazioni sulla Termica delle Acque Superficiali del Lago Maggiore. *Memorie Istituto Italiano di Idrobiologia*, V/8, 257—279.
- RAGOTZKIE, R. A. (1962): Effect of Air Stability on the Development of Wind Waves on Lakes. *Amer. Soc. Limn. and Ocean.*, 2, 248—252.
- RAGOTZKIE, R. A. and LIKENS, G. E. (1964): The Heat Balance of Two Antarctic Lakes. *Amer. Soc. Limn. and Ocean.*, 3, 412—426.

- RIHNER, F., MÜHLHEIM, E., WALTHER, H. (1963): Seegfrörni 1963. Verl. Zürichsee-Zeitung, Stäfa, 77 S.
- RINGGER, H. (1964): Die Terrassen im Zürichseetal und ihre morphologische Deutung. Diss. Univ. Zürich, 130 S.
- RODGERS, G. K., ANDERSON, D. V. (1963): The Thermal Structure of Lake Ontario. Great Lakes Research Division, Univ. Michigan, No. 10, 59—69.
- RUTTNER, F. (1962): Grundriss der Limnologie. W. de Gruyter, Berlin, 332 S.
- SCHMID, C. F. (1954): Handbook, Graphic Presentation. Ronald Press Comp., New York.
- SCHMIDT, W. (1915): Über den Energiegehalt der Seen. Mit Beispielen vom Lunzer Untersee nach Messungen mit einem einfachen Temperaturlot. Int. Rev. Hydrobiol., Suppl. 6, 1—25.
- (1917): Wirkungen der ungeordneten Bewegungen im Wasser der Meere und der Seen. Ann. Hydrogr. und Maritim. Met. 11, 367—445.
- (1934): Ein Jahr Temperaturmessungen in 17 österreichischen Alpenseen. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Abt. IIa.
- (1935): Temperaturmessungen in Ostalpenseen als Grundlage für eine Bestimmung des Klimas im Wasser. Meteorol. Ztsch. 12, 498—504.
- SCHMITZ, H. P. (1952): Über die Erwärmung von Binnenseen. Ztsch. Meteorol. 6, 48—53.
- (1953): Über die Abkühlung von Binnenseen. Acta Hydrophysica 1, 7ff.
- SCHNABL, F. (1911): Die Thermik der Alpenseen. Jahrb. Gymnasium Korneuburg.
- SCHÜEPP, M. (1955): Begriffe und Definitionen in der Witterungsklimatologie. Verh. Schweiz. Naturf. Ges., 115—116.
- (1959): Lufttemperatur. Klimatologie der Schweiz, C, 1. Teil. Beiheft Ann. Schweiz. Met. Zentralanstalt, 14 S. C. 2. Teil. 62 S. Erschienen 1960.
- SCHUMANN, W. (1965): Physikalische Untersuchungen am Eibsee bei Garmisch-Partenkirchen (Oberbayern). Mitt. Geogr. Ges. München, 77—109.
- SHONTING, D. H. (1964): Some Observations of Short-Term Heat Transfer through the Surface Layers of the Ocean. Amer. Soc. Limn. and Ocean., 4, 576—589.
- SORACREPPA, E. (1934): Die biologisch bedingten Korrosionseigenschaften des Zürichseewassers. Diss. Univ. Zürich.
- STÄDLER, M. (1934): Untersuchungen über die hygienisch bedeutungsvollen Strömungsvorgänge im Zürichsee, besonders im unteren Seebecken. Diss. Eidg. Techn. Hochschule, Zürich, 56 S. und 18 kartographische Darstellungen.
- STANKOVIĆ, S. (1960): The Balkan Lake Ohrid and Its Living World. W. Junk, Den Haag, 357 S.
- SUHLANDT, O., SCHMASSMANN, W. (1935): Limnologische Untersuchungen an acht Hochgebirgseen der Landschaft Davos. Sauerländer und Co., Aarau, Serie Botanik, Nr. 16, 201 S.
- THOMAS, E. A. (1949): Sprungschichtneigung im Zürichsee durch Sturm. Schweiz. Ztschr. Hydrologie, 3/4, 527—545.
- (1950): Auffällige biologische Folgen von Sprungschichtneigungen im Zürichsee. Schweiz. Ztschr. Hydrologie, 1, 1—24.
- (1951): Sturmeinfluss auf das Tiefenwasser des Zürichsees im Winter. Schweiz. Ztschr. Hydrologie, 1, 5—23.
- (1956/57): Der Zürichsee, sein Wasser und sein Boden. Jahrbuch vom Zürichsee, 173—208.
- (1962): Thermisch bedingte Horizontalzirkulationen, Wasserchemismus und Algenwucherungen an Zürichseeufnern. Hydrobiologia, Den Haag, 40—57.
- (1965): Der Verlauf der Eutrophierung des Zürichsees. Mitt. Österreich. Sanitätsverwaltung, 1965, 5, 11 S.
- THOMAS, E. A., MÄRKI, E. (1949): Der heutige Zustand des Zürichsees. Verh. Internat. Verein Limnol., 10, 476—488.
- WALDMEIER, M. (1959): Sonne und Erde. Büchergilde Gutenberg, Zürich, 235 S.
- WASER, E., BLÖCHLIGER, G. (1939): Untersuchung des Zürichsees 1936—1938. Buchdruckerei Stäfa, 93 S.
- WASMUND, E. (1933): Temperaturschichtungen im Bodensee. Gerland's Beitr. z. Geophysik, 40, 399—452.
- WILHELM, F. (1958): Vorläufiger Bericht über die Temperatur- und Sauerstoffaufnahmen im Schliersee 1956. Gewässer und Abwasser, 19, 40—65.

- ZIMMERMANN, P. (1961): Chemische und bakteriologische Untersuchungen im unteren Zürichsee während der Jahre 1948—1957. Schweiz. Ztschr. f. Hydrologie, 2, 342—397.
 — (1963): Zürcher Seegfröni 1963. Buchverl. Neue Zürcher Zeitung, 1963.
 ZÜLLIG, A. (1942): Mittlere Tiefe und Volumen des Zürichsees. Vergleich verschiedener Messmethoden. Manuskript, Geographisches Inst. Univ. Zürich, Übungen SS 1942, 33 S.

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1	Oberflächenform des Zürichsees	52
Abb. 2	Längenprofil des Zürichsees	53
Abb. 3	Durchschnittliche Oberflächentemperaturen von 1937 bis 1963 mit Angabe der Extremwerte	58
Abb. 4	Der jahreszeitliche Gang der Oberflächentemperaturen von Stäfa bis zur Quaibrücke	60
Abb. 5	Temperaturmittel aus den Messungen bei Wädenswil, Thalwil und Wollishofen in 10, 20, 30 und 40 Metern Tiefe pro Monat und Jahr	65
Abb. 6	Die durchschnittlichen Jahresamplituden in verschiedenen Tiefen	69
Abb. 7	Schablone zum Einmessen von Temperaturgradienten	73
Abb. 8	Darstellung der Ergebnisse aus Tab. 10	76
Abb. 9	Darstellung der monatlichen Lage und Mächtigkeit von Epilimnion, Thermokline und Hypolimnion über der tiefsten Stelle	77
Abb. 10	Erzielte Mitteltemperatur- und Kalorienbeträge am Ende der jährlichen Abkühlungs- und Erwärmungsphasen	87
Abb. 11	Durchschnittliche Mitteltemperaturen der einzelnen Jahre in chronologischer und quantitativer Folge	89
Abb. 12	Der monatliche Gang der Mitteltemperaturen im Durchschnitt aller Jahre sowie in kalten und warmen Seejahren	90
Abb. 13	Darstellung von monatlichen Seemitteltemperaturen und meteorologischen Messresultaten	94
Abb. 14	Jahreszeitliche Korrelationen zwischen Luft- und Seetemperaturen in verschiedenen Tiefen	99
Abb. 15	Korrelationen zwischen den monatlichen Luft- und Seeoberflächentemperaturen .	103
Abb. 16	Korrelationen zwischen Seeoberflächen- und Lufttemperaturen im Januar und Juli	106
Abb. 17	Abkühlungsvorgang des Sees von der Herbstkulmination 1962 bis zum Minimum z. Z. der Gfröni 1963	111
Abb. 18	Temperaturprofile vom November 1962 bis zum März 1963.	112

Verzeichnis der Tabellen

Tabelle 1	Geographische, morphologische und hydrologische Angaben vom Zürichsee . .	53
Tabelle 2	Die horizontalen und vertikalen Probenahmestellen des kantonalen und städtischen Laboratoriums	55
Tabelle 3	Erläuterung verschiedener Darstellungsarten	57
Tabelle 4	Temperaturen der Seeoberfläche. Mittel- und Extremwerte aus 24 Jahren für sechs Lokalitäten	59
Tabelle 5	Monatliche Durchschnittstemperaturen der Gesamtoberfläche.	61
Tabelle 6	10- und 24jährige Temperaturmittel von Oberflächenmessungen bei Thalwil. .	62

Tabelle 7	24jährige Durchschnitte der monatlichen Temperaturmittel von Wädenswil, Thalwil und Wollishofen und Angabe der Jahresamplituden	68
Tabelle 8	Extremwerte und Angabe der möglichen Temperaturintervalle	68
Tabelle 9	Synopse der Veröffentlichungen verschiedener Autoren zu den Perioden des Seejahres.	70
Tabelle 10	Quartilstatistische Angaben über Lage und Mächtigkeit der monatlichen Sprungschicht.	75
Tabelle 11	Durchschnittliche Lage und durchschnittlicher Betrag des monatlich grössten Temperaturgradienten	77
Tabelle 12	Zusammenstellung des Wärmehaltes der einzelnen Schichten, Ableitung des Wärmetotals, der Mitteltemperatur und des cal-Gehaltes pro cm ³ über der mittleren Tiefe je Monat 1937 und 1963	80
Tabelle 13	Monatliche und jährliche Wärmehalte des Zürichsees von 1937 bis 1963	81
Tabelle 14	Zeit des jährlichen Minimums und Maximums der Mitteltemperaturen	85
Tabelle 15	Zeit und Betrag des jährlich grössten Wärmegewinns für den See	86
Tabelle 16	Monatliche Durchschnittswerte der Kalorien und Mitteltemperaturbeträge aus den Messergebnissen von 1937 bis 1963, dazu die entsprechenden Monatsmittel der Lufttemperaturen	88
Tabelle 17	Klassifizierung der Seejahre in kalte, warme und durchschnittliche.	90
Tabelle 18	Auftreten von maximalen und minimalen Jahresmitteln der Sonnenfleckenrelativzahlen und der Seemitteltemperaturen	92
Tabelle 19	Korrelationsstatistische Angaben über die jahreszeitlichen Veränderungen von Luft- und Seetemperaturen	100
Tabelle 20	Monatliche Durchschnittswerte der Seeoberflächen- und Lufttemperaturen aus 24 Jahren und ihre Amplituden	102
Tabelle 21	Korrelationsstatistische Angaben über die Veränderungen von Sonnenscheindauer, Luft- und Seetemperaturen	104
Tabelle 22	Monatliche Lufttemperaturmittel, die nach ihnen theoretisch aufgestellten und die in Wirklichkeit gemessenen Seeoberflächentemperaturen im Januar, April, Juli und Oktober	108
Tabelle 23	Wintermittel von Luft- und Seeoberflächentemperaturen	110
Tabelle 24	Windverhältnisse eine Woche vor der Totalvereisung der Seeoberfläche.	114