

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von Gerhard Stäblein und Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 33

Uwe Treter

Zum Wasserhaushalt Schleswig-Holsteinischer Seengebiete

102 Abbildungen, 57 Tabellen

1981

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin

ISBN 3-88009-033-1

Uwe Treter

Zum Wasserhaushalt Schleswig-Holsteinischer Seengebiete

*Als Habilitationsschrift auf Empfehlung des Fachbereichs 24, Geowissenschaften, der Freien Universität Berlin
gedruckt mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft.*

Herausgegeben von Gerhard Stäblein und Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 33

Uwe Treter

Zum Wasserhaushalt Schleswig-Holsteinischer Seengebiete

102 Abbildungen, 57 Tabellen

1981

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin

ISBN 3-88009-033-1

Vorwort

Die Untersuchungen zum Gebietswasserhaushalt ausgewählter schleswig-holsteinischer Seen beruhen einmal auf detaillierten Geländearbeiten im Blunker See-Gebiet, zum anderen auf umfangreichen Auswertungen von hydrologischen und klimatologischen Daten unter Anwendung verschiedener statistischer Methoden, insbesondere von Verfahren der Zeitreihenanalyse.

Die Untersuchungen im Blunker See-Gebiet wurden im Rahmen eines umfangreichen Forschungsvorhabens zum Stoff- und Energiehaushalt des Blunker Sees und seines Umlandes, das in seinem systemtheoretischen Forschungsansatz von Prof. Dr. O. FRÄNZLE, Kiel, konzipiert und geplant wurde, als Beitrag zur Hydrologie des Gebietes durchgeführt (vgl. FRÄNZLE 1975, TRETER 1972). Die Geländearbeiten zur Hydrologie und Klimatologie wurden 1971/72 von mir begonnen und 1977 abgeschlossen.

Herrn Prof. Dr. O. FRÄNZLE möchte ich an dieser Stelle für sein Interesse am Fortgang der Arbeiten und seine anregenden und kritischen Diskussionen sehr herzlich danken.

Die Arbeiten im Gelände konnten nur unter Mithilfe zahlreicher Personen in diesem Umfang durchgeführt werden. Ganz besonders – und stellvertretend für viele andere studentische Helfer – möchte ich Herrn cand. rer. nat. KLAUS BRUNKERT, der allein aus Begeisterung und aus Interesse an der Sache viel Zeit und Mühen einsetzte, für seine stets zuverlässige und beständige Hilfe danken. Auch den Kollegen Dr. B. HIGELKE und Dr. H. E. MÜLLER aus dem Geographischen Institut Kiel gilt mein Dank für die Unterstützung bei den Geländearbeiten. Herr Dr. H. USINGER, Botanisches Institut, Kiel, hat tatkräftig bei der Fertigung verschiedener Meßgeräte geholfen, wofür ich ihm noch einmal sehr danken möchte.

Die Landwirte im Untersuchungsgebiet haben durch ihr Verständnis und ihr Entgegenkommen bei der Einrichtung von Meßstellen und der Benutzung der Zufahrtswege zum Gelingen der Geländearbeiten beigetragen. Der Blunker Angelverein „Früh-Auf“ unterstützte die Arbeiten durch die großzügige Erlaubnis zur Benutzung der Angelhütte und eines Bootes. Ihnen allen gilt mein Dank für ihre Hilfsbereitschaft.

Dem Geographischen Institut der Universität Kiel bin ich für die Bereitstellung der klimatologischen Meßgeräte zu großem Dank verpflichtet.

Um die am Blunker See gewonnenen Ergebnisse im regionalen Rahmen übertragbar und bewertbar zu machen, wurden die am Landesamt für Wasserhaushalt und Küsten Schleswig-Holstein, Kiel, archivierten Daten und Unterlagen in Verbindung mit Klimadaten des Deutschen Wetterdienstes, Wetteramt Schleswig, zu einer möglichst umfassenden Auswertung und Darstellung der hydrologischen Verhältnisse schleswig-holsteinischer Seengebiete herangezogen.

Den Herren Reg.-Baudir. Dr. DOLEZAHN und Reg.-Baudir. Dipl.-Ing. CAROW vom Landesamt für Wasserhaushalt und Küsten Schleswig-Holstein, Kiel, und Herrn Dipl.-Met. WENSIEN vom Deutschen Wetterdienst, Wetteramt Schleswig, sei für wiederholte Auskünfte und Hilfeleistungen bei der Beschaffung von Daten und Unterlagen sowie ihr Interesse an den Untersuchungen gedankt.

Die Fülle der Daten wie auch die im Hinblick auf eine möglichst vollständige Ausschöpfung ihres Informationsgehaltes angewendeten statistischen Verfahren wie etwa der Zeitreihenanalyse machte die Benutzung von Rechenanlagen notwendig. Die Rechenarbeiten wurden an der PDP-10-Anlage im Rechenzentrum der Universität Kiel und an der CD-6005-Anlage im Rechenzentrum der FU Berlin durchgeführt.

Für die Beratung und die Hinweise bei der Durchführung der Rechenarbeiten und für die Bereitstellung von Rechenprogrammen möchte ich meinen Dank sagen Herrn Dipl.-Geogr. G. BRAUN, Institut f. Physische Geographie, FU Berlin; Herrn Dr. D. ECKSTEIN, Institut f. Holzbiologie, Hamburg-Reinbek; Herrn Dipl.-Math. J. KIELMANN, Institut f. Meereskunde, Kiel; Herrn Dr. G. LÖFFLER, Geogr. Institut, Kiel; Frau Ing. agr. Chr. SCHLEICH, Institut f. Wasserwirtschaft u. Meliorationswesen, Kiel; Herrn Dr. H. D. SCHULZ, Geologisches Institut, Kiel, der auch in hydrologischen Fragen ein hilfsreicher und stets hilfsbereiter Gesprächspartner war.

Die Geländeuntersuchungen wurden gefördert durch Sachspenden der Firmen RUD. PREY, Kiel, HAGENUK, Kiel, ZERSEN, Kiel-Rendsburg, und durch finanzielle Mittel der Firma Spiegelblank-Gebäudereinigung, Kiel, und vor allem des Landesamtes für Wasserhaushalt und Küsten Schleswig-Holstein, Kiel, wofür ich zu ergebentem Dank verpflichtet bin.

Die Reinzeichnungen der Karten und Abbildungen wurden in bewährter Weise von Herrn Ing. grad. J. SCHULZ und Herrn R. WILLING ausgeführt.

Berlin, im Mai 1979

Herrn Prof. Dr. G. STÄBLEIN, Institut f. Physische Geographie, FU Berlin, möchte ich sehr herzlich für sein stets förderndes Interesse am Fortgang der Arbeit danken.

Den Herausgebern danke ich für die Aufnahme dieser Arbeit in die Berliner Geographischen Abhandlungen.

Mein besonders herzlicher Dank aber gilt meiner lieben Frau, die mit viel Geduld und Verständnis den Fortgang und schließlich die Fertigstellung dieser Arbeit ertrug.

Uwe Treter

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Verzeichnis der Tabellen	9
Verzeichnis der Abbildungen	12
Verzeichnis der benutzten Karten und Tabellenwerke	17
Verzeichnis der im Text verwendeten Abkürzungen	18
1. EINFÜHRUNG	20
1.1 Problemstellung und Zielsetzung	20
1.2 Bisherige Wasserhaushaltsuntersuchungen in Niederschlagsgebieten Schleswig-Holsteins	22
1.3 Wasserstandsänderungen von Seen als Forschungsobjekt	23
1.4 Der Untersuchungsraum in Schleswig-Holstein und allgemeine Kennzeichnung der Seen und ihrer Einzugsgebiete	24
1.5 Definition Einzugsgebiet	25
2. HYDROLOGISCHE SYSTEME UND MODELLE	27
2.1 Input-Output-Modelle	27
2.2 Vergleich der Beziehungen Niederschlag zu Abfluß und Niederschlag zu Wasserstandsänderungen von Seen	28
2.3 Wasserkreislaufmodelle und Wasserhaushaltsgleichungen	29
2.4 Die Beziehung zwischen Niederschlag und Wasserstandsänderung in oberirdisch zu- und abflußlosen Seen	31
3. DAS NIEDERSCHLAGSGEBIET BLUNKER SEE ALS MODELLFALL WECHSELSEITIGER UMLAND-SEE-BEZIEHUNGEN	32
3.1 Beschreibung des Niederschlagsgebietes Blunker See	32
3.2 Niederschlag	34
3.2.1 Ermittlung des Freilandniederschlags	35
3.2.2 Ermittlung des Gebietsniederschlags	41
3.3 Interzeption	43
3.3.1 Interzeption in Laub- und Nadelholz-Beständen	44
3.3.2 Interzeption auf Acker- und Weidegrünland	45
3.4 Bodenfeuchte	46
3.4.1 Meßmethoden und Meßtheorie	46
3.4.2 Abgrenzung von Pedohydrotypen	48
3.4.3 Kennzeichnung der Pedohydrotypen	48
3.4.4 Bodenfeuchtevorratsänderungen in Abhängigkeit von Bodenart und Vegetation bzw. Nutzung	51
3.4.5 Bodenfeuchtebilanzen	54
3.5 Verdunstung	56
3.5.1 Bestimmung der Landverdunstung	57
3.5.2 Berechnung der Landverdunstung für den Zeitraum 1966 bis 1973	59
3.5.3 Bestimmung der Verdunstung freier Wasserflächen	60
3.5.4 Vergleich der Verdunstung verschiedener Seen	62
3.6 Grundwasser	65
3.6.1 Grundwasserganglinien	65
3.6.2 Ganglinientypen	67
3.6.3 Analyse der Ganglinien	69
3.6.4 Grundwasserbewegungen im Niederschlagsgebiet	70
3.6.5 Grundwasservorratsänderungen	70
3.7 Wasserstandsänderungen des Blunker Sees	72
3.8 Abfluß	74
3.9 Zusammenfassung	74

4.	WASSERHAUSHALTSBILANZEN DES NIEDERSCHLAGSGEBIETES BLUNKER SEE	74
4.1	Wasserhaushaltsbilanz der hydrologischen Jahre 1974 und 1975	74
4.2	Wasserhaushaltsbilanz der hydrologischen Jahre 1966 bis 1976	75
4.3	Vergleich der Wasserhaushaltsbilanz des Niederschlagsgebietes Blunker See mit benachbarten Niederschlagsgebieten	76
4.4	Wasserhaushaltsbilanz und Niederschlagsgebiet	76
4.5	Der See im Gefüge des Gebietswasserhaushalts	78
4.6	Zusammenfassung	80
5.	DIE BEZIEHUNG ZWISCHEN NIEDERSCHLAG UND WASSERSTANDSÄNDERUNG AM BEISPIEL DES BLUNKER SEES	80
5.1	Die Ausgangsdaten Niederschlag und Wasserstandsänderung für den Zeitraum 1966 bis 1976	80
5.2	Wasserhaushaltsbilanz des Blunker Sees	82
5.3	Korrelations- und Regressionsanalyse	84
5.3.1	Multiple Korrelations- und Regressionsanalyse	87
5.3.2	Zusammenfassung	88
5.4	Verfahren der Zeitreihenanalyse	88
5.4.1	Methoden und Theorie der Zeitreihenanalyse	88
5.4.2	Autokorrelationsanalyse	89
5.4.3	Spektralanalyse	90
5.4.4	Kreuzkorrelations- und Kreuzspektralanalyse	90
5.4.5	Durchführung der Zeitreihenanalyse	91
5.5	Ergebnisse und Interpretationen der Zeitreihenanalyse für das Niederschlagsgebiet Blunker See	91
6.	DIE BEZIEHUNGEN ZWISCHEN DEN NIEDERSCHLÄGEN UND WASSERSTANDSÄNDERUNGEN AUSGEWÄHLTER SCHLESWIG-HOLSTEINISCHER SEEN	96
6.1	Ausgangsdaten und Auswahlkriterien	96
6.1.1	Wasserstandsänderungen	96
6.1.2	Niederschläge	97
6.2	Beschreibung der untersuchten Seen und ihrer Niederschlagsgebiete	101
6.2.1	Niederschlagsgebiete Einfelder See und Bordesholmer See	101
6.2.2	Niederschlagsgebiete der Schwentine-Seen: Kl. und Gr. Eutiner See, Kellersee, Dieksee, Behler See, Kl. und Gr. Plöner See	104
6.2.3	Niederschlagsgebiet Postsee	109
6.2.4	Niederschlagsgebiete Selenter See, Passader See und Dobersdorfer See	109
6.2.5	Niederschlagsgebiet Wardersee	110
6.2.6	Niederschlagsgebiete Bistensee und Wittensee	111
6.2.7	Niederschlagsgebiete Schulensee und Westensee	114
6.2.8	Niederschlagsgebiet Sankelmarker See	115
6.2.9	Niederschlagsgebiet Kl. Pönitzer See	116
6.2.10	Niederschlagsgebiet Garrensee	117
6.2.11	Niederschlagsgebiet Ihlsee	118
6.3	Korrelations- und Regressionsanalyse	119
6.4	Vergleich und Interpretationen der Zeitreihenanalyse	121
6.4.1	Trendanalyse	121
6.4.2	Autokorrelationsanalyse	122
6.4.3	Spektralanalyse	126
6.4.4	Kreuzkorrelationsanalyse	132
6.4.5	Kreuzspektralanalyse: Phase und Kohärenz	132
6.5	Ergebnisse der vergleichenden Zeitreihenanalyse	134

7.	DER EINFLUSS PHYSIOGRAPHISCHER FAKTOREN AUF DIE HYDROLOGISCHEN PROZESSE	134
7.1	Klassifikation der See-Niederschlagsgebiete nach verschiedenen Merkmalskombinationen	134
7.1.1	Klassifikationsverfahren	134
7.1.2	Auswahl der Klassifikationsmerkmale	135
7.2	Klassifikationsergebnisse	137
7.2.1	Klassifikation nach Einzugsgebietsmerkmalen	137
7.2.2	Klassifikation nach Ganglinienmerkmalen	142
7.3	Typisierung der See-Niederschlagsgebiete	146
8.	ZUSAMMENFASSUNG	152
	Summary	154
	Résumé	156
9.	SCHRIFTENVERZEICHNIS	159

Verzeichnis der Tabellen

	Seite
Tab. 1: Verlustgrößen bei der Niederschlagsmessung in % der tatsächlichen Niederschläge nach KARBAUM (1969)	34
Tab. 2: Vergleich zwischen den mit Regenschreibern (I–III mit 200 cm ² Auffangfläche in 1,0 m Höhe) und Niederschlagsmessern (5, 15, 35 mit 100 cm ² Auffangfläche in 0,5 m Höhe) am gleichem Standort gemessenem Niederschlag für Halbjahre. Der Unterschiedsbetrag ist in % des Regenschreiberbetrages angegeben	36
Tab. 3: Niederschlagsstruktur im Niederschlagsgebiet Blunker See für die vier hydrologischen Halbjahre Winter 1973/74 bis Sommer 1975 ermittelt anhand der Aufzeichnungen der Regenschreiber I–III. Häufigkeit in den Intensitätsklassen (nach ANIOL 1971) in % der Gesamtzahl der Niederschlagsereignisse	38
Tab. 4: Halbjahressummen der Niederschläge der freistehenden Regenmesser (vgl. Abb. 11)	38
Tab. 5: Halbjahres-Durchschnittswerte des Niederschlags für die Standorttypen im Niederschlagsgebiet Blunker See für die Jahre 1974 und 1975	41
Tab. 6: Korrekturgrößen (z. T. nach KARBAUM 1969) für die Verluste bei der Niederschlagsmessung; gemessene und korrigierte Halbjahreswerte des Gebietsniederschlags für die Wasserhaushaltsjahre 1974 und 1975	43
Tab. 7: Variationskoeffizienten der Niederschlags-Wochenmittel der Meßfelder A, N und R in Laubbaum- und Gebüschbeständen	44
Tab. 8: Die flächenanteiligen Niederschlags- und Interzeptionsbeträge in mm und % der Vegetations- und Nutzungsformen im Niederschlagsgebiet Blunker See für die hydrologischen Halbjahre Sommer 1973 bis Sommer 1975	45
Tab. 9: Differenzierungsmerkmale der Pedohydrotypen des Niederschlagsgebietes Blunker See. Abkürzungen der Bodenarten siehe Abkürzungsverzeichnis	49
Tab. 10: Absolute und prozentuale Flächenanteile der Ackerkulturen der Gesamtackerfläche des Niederschlagsgebietes Blunker See für die Jahre 1974 und 1975	49
Tab. 11: Mittelwert \bar{x} , Standardabweichung s und Variationskoeffizient v der Bodenfeuchtesummen 0–85 cm der Pedohydrotypen zu ausgewählten Meßterminen. Signifikante Werte (Sicherheit $\geq 90\%$) sind unterstrichen	51
Tab. 12: Bodenfeuchtevorratsänderungen ΔS_b und Verdunstung AET (in mm) der Pedohydrotope im Niederschlagsgebiet Blunker See für die Wasserhaushaltsjahre 1974 und 1975	54

Tab. 13: Die flächenanteiligen Werte der Bodenfeuchtevorratsänderung ΔS_B und der Landverdunstung V_a (in mm) der einzelnen Pedohydrotope im Niederschlagsgebiet Blunker See für die Wasserhaushaltsjahre 1974 und 1975	57
Tab. 14: Monatsfaktoren zur Berechnung der HAUDE-Verdunstung V_H	58
Tab. 15: Halbjahres- und Jahressummen der HAUDE-Verdunstung V_H , der Landverdunstung V_a und der entsprechenden Niederschlagssummen (Regenmesser Nr. 40) für die Jahre 1973 bis 1976	59
Tab. 16: Landverdunstung V_a (in mm) der verschiedenen Vegetations- und Nutzungsformen im Niederschlagsgebiet Blunker See für die Wasserhaushaltsjahre 1974 und 1975	59
Tab. 17: Verdunstung V_H und Niederschlag N (Regenmesser Nr. 40) für die hydrologischen Halbjahre und Jahre 1966 bis 1976 im Niederschlagsgebiet Blunker See	60
Tab. 18: Mittlere Jahressummen in mm und deren Extremwerte der Verdunstung freier Wasserflächen vom Stechlinsee für 1958 bis 1965 nach RICHTER (1969 a)	60
Tab. 19: Gemessene Kessel-Verdunstung V_K , berechnete HAUDE-Verdunstung V_H und über die Regression $V_K = 3.52 V_H^{0.75}$ geschätzte Verdunstung V_S des Blunker Sees für verschiedene Zeiträume der Sommerhalbjahre 1974 bis 1976	61
Tab. 20: Geschätzte Verdunstung V_S (in mm) des Blunker Sees und Verdunstung V_H (in mm) der Station Blunk für die hydrologischen Halbjahre und Jahre 1966 bis 1976	61
Tab. 21: Verdunstungswerte für einige Seen des Norddeutschen Tieflandes und Lufttemperatur benachbarter Stationen für die Zeiträume 1958 bis 1965 und 1966 bis 1975 nach verschiedenen Autoren für die hydrologischen Halbjahre und Jahre.	62
Tab. 22: Durchschnittliche Jahresniederschläge in mm und mittlere jahreszeitliche Anteile in % der Gesamtverdunstung von freien Wasserflächen für einige Gewässer	63
Tab. 23: Übersicht über die durchschnittlichen Jahreswerte der Verdunstung freier Wasserflächen, Landverdunstung und Gebietsverdunstung in verschiedenen Gebieten nach verschiedenen Autoren	64
Tab. 24: Differenzierungsmerkmale der Grundwasser-Ganglinientypen im Blunker See-Gebiet	67
Tab. 25: Das geschätzte nutzbare Porenvolumen (nP) in % für die vorherrschenden Bodenarten der Grundwasserleiter im Niederschlagsgebiet Blunker See	70
Tab. 26: Grundwasservorratsänderung ΔG_w (mm) und Niederschlag N (mm) der hydrologischen Halbjahre und Jahre 1974 bis 1977 für das Niederschlagsgebiet Blunker See	72
Tab. 27: Die Wasserstandsänderungen ΔW (in mm) des Blunker Sees für die hydrologischen Halbjahre und Jahre 1966 bis 1976	72
Tab. 28: Zeiträume der Unterschreitungen des Wasserstandsgrenzwertes von 38,7 m ü. NN (= Sohlenhöhe des Verbindungsgrabens Blunker See–Illensee)	73
Tab. 29: Wasserhaushaltsbilanz für das Niederschlagsgebiet Blunker See für die hydrologischen Halbjahre und Jahre 1974 und 1975. Angaben in mm	75
Tab. 30: Durchschnittliche Wasserhaushaltsbilanz der hydrologischen Halbjahre und des Jahres des Niederschlagsgebietes Blunker See für den Zeitraum 1966 bis 1976. Angaben in mm	75
Tab. 31: Durchschnittliche Jahreswerte in mm für den Gebietsniederschlag N, den Abfluß A, die Verdunstung V und die Rücklage R für die Niederschlagsgebiete Trave (bis Pegel Segeberg) und Blunker See	76
Tab. 32: Jahresniederschläge (Regenmesser Nr. 40 Blunker See) und deren Abweichungen in Prozent vom 10jährigen Mittel (1966 bis 1975 Blunker See) und vom 40jährigen Mittel (1931 bis 1970) der Station Bad Segeberg/Kl. Rönau	81
Tab. 33: Halbjahres- und Jahreswerte der Wasserhaushaltsgrößen (in mm) Niederschlag N, Wasserstandsänderung ΔW , Verdunstung V_S , Zufluß Z und Abfluß A für den Blunker See für 1966 bis 1976	83
Tab. 34: Durchschnittliche Wasserhaushaltsbilanzen der Halbjahre und des Jahres des Blunker Sees für den Zeitraum 1966 bis 1976	83
Tab. 35: Korrelationskoeffizienten r und Bestimmtheitsmaß $B = r^2$ der Beziehung zwischen Temperatur und Seeverdunstung für die Monate für den Zeitraum 1966 bis 1976	87
Tab. 36: Verbesserung der Korrelationskoeffizienten r und der Bestimmtheitsmaße r^2 der multiplen linearen Regression gegenüber der einfachen linearen Regression	87

Tab. 37: Mittelwert, Standardabweichung und Variationskoeffizient der Niederschlagshöhe (Regenmesser Nr. 40 Blunker See) für die Monate, hydrologischen Halbjahre und das hydrologische Jahr für 1966 bis 1976. Abweichungen des Niederschlagsmittels 1966 bis 1976 in Prozent des 40jährigen Mittels (1931 bis 1979) der Station Segeberg/Kl. Rönnau	95
Tab. 38: Kohärenz und Phase der Beziehung Niederschlag N zu Wasserstandsänderung ΔW bzw. Grundwasserstandsänderung ΔGw für das Niederschlagsgebiet Blunker See und seine weitere Umgebung für den Zeitraum 1966 bis 1975	95
Tab. 39: Ausgewählte Beobachtungszeiträume und Seen Schleswig-Holsteins. Die vorangestellten Ziffern beziehen sich auf die Lagekarte der Seen Abb. 1	97
Tab. 40: Die See-Einzugsgebiete und ihre zugehörigen Niederschlagsstationen. Die Ziffern in Klammern beziehen sich auf die Lagekennzeichnung in Abb. 45	99
Tab. 41: Mittelwerte der Halbjahres- und Jahressummen des Niederschlags der Normalperiode 1931 bis 1960 und der Zeiträume 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975 für ausgewählte Stationen in Schleswig-Holstein	100
Tab. 42: Flächengrößen in ha der Niederschlagsgebiete der Schwentine-Seen	108
Tab. 43: Gesamtlänge der offenen Bäche und der verrohrten Bäche/Dränagezüge in km und Gewässernetzindex km/km ² im Bistensee-Gebiet nach Unterlagen des Kreisbauamtes Rendsburg aus dem Jahre 1975	112
Tab. 44: Durchschnittlicher monatlicher Abfluß aus den Teilgebieten des Niederschlagsgebietes Wittensee für die Monate September und Oktober 1967 nach Unterlagen der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Kiel, NBA NOK	113
Tab. 45: Monatliche Korrelationskoeffizienten der Beziehung zwischen Wasserstandsänderung und Niederschlag für schleswig-holsteinische Seen für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975. Auf dem 99%-Niveau signifikante Korrelationskoeffizienten sind unterstrichen.	119
Tab. 46: Monatliche Regressionskoeffizienten der Beziehung zwischen Wasserstandsänderung und Niederschlag für schleswig-holsteinische Seen für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975. Die jeweils 3 höchsten Regressionskoeffizienten sind unterstrichen	121
Tab. 47: Regressionskoeffizienten der Trendgeraden für die Zeitreihen der monatlichen Wasserstandsänderung ΔW , der monatlichen Mittelwasserstände MW und der monatlichen Niederschlagssummen N für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975. Regressionskoeffizienten auf dem 95%-Signifikanzniveau sind unterstrichen	122
Tab. 48: Kreuzkorrelationskoeffizienten r_{xy} für $k = 0$ der Beziehung Wasserstandsänderung zu Niederschlag für schleswig-holsteinische Seen für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	132
Tab. 49: Signifikante Perioden (in Monaten), Phasenverschiebungen (in Monaten) und Kohärenzen der Beziehung Wasserstandsänderung zu Niederschlag schleswig-holsteinischer Seen für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	133
Tab. 50: Durchschnittliche Maxima und Minima der monatlichen Niederschlagssummen ausgewählter Niederschlagsstationen und der monatlichen Mittelwasserstände schleswig-holsteinischer Seen für die Zeiträume 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	133
Tab. 51: Morphographische und physiographische Merkmale (= Einzugsgebietsmerkmale) der untersuchten Seengebiete	136
Tab. 52: Klassifikation von 22 schleswig-holsteinischen Seen nach Einzugsgebietsmerkmalen. Fehlerquadratsummen innerhalb der Klassen bzw. zwischen den Klassen (in Prozent der Fehlerquadratsumme des Gesamtsystems) sowie Fehlerquadratsummen der einzelnen Merkmale zwischen den Klassen (in Prozent der Gesamtfehlersumme) bei unterschiedlicher Klassenzahl	137
Tab. 53: Klassendiagnose: die prozentualen (positiven und negativen) Abweichungen des Klassensmittels vom Gesamtmittel der einzelnen Merkmale und die entsprechenden Variationskoeffizienten der Merkmale je Klasse für 6 Klassen der Klassifikation von 22 schleswig-holsteinischen Seen nach Einzugsgebietsmerkmalen	139

Tab. 54: Klassendiagnose: die prozentualen (positiven und negativen) Abweichungen des Klassenmittels vom Gesamtmittel der einzelnen Merkmale und die entsprechenden Variationskoeffizienten der Merkmale je Klasse für 4 Klassen der Klassifikation von 12 Seen (Zeitraum 1955 bis 1965) nach Einzugsgebietsmerkmalen	142
Tab. 55: Klassendiagnose: die prozentualen (positiven und negativen) Abweichungen des Klassenmittels vom Gesamtmittel der einzelnen Merkmale und die entsprechenden Variationskoeffizienten der Merkmale je Klasse für 4 Klassen der Klassifikation von 10 Seen (Zeitraum 1966 bis 1975) nach Einzugsgebietsmerkmalen	142
Tab. 56: Merkmale zur Kennzeichnung des Prozesses der Wasserstandsänderung sowie der Beziehung Wasserstandsänderung zu Niederschlag (= Ganglinienmerkmale) der 22 untersuchten schleswig-holsteinischen Seen für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975 .	144
Tab. 57: Vergleich der Ergebnisse der Klassifikation nach Ganglinienmerkmalen für die drei Seen- gruppen und der Besetzung der Klassen	146

Verzeichnis der Abbildungen

	Seite
Abb. 1: Übersichtskarte von Schleswig-Holstein und Lage der untersuchten Seen	26
Abb. 2: System und Modell eines Einzugsgebietes	27
Abb. 3: Retentionssystem beim Einzugsgebiet und beim Seerückhalt (verändert nach R. SCHRÖDER 1969)	28
Abb. 4: Antwort auf einen konstanten wirksamen Dauerniederschlag ($effN$) bzw. konstanten Zufluß (Z) in Form einer s-Ganglinie für ein Einzugsgebiet bzw. beim Seerückhalt ($A =$ Abfluß) .	28
Abb. 5: Das System Einzugsgebiet mit einem oberirdisch zu- und abflußlosen See als Vorfluter . .	29
Abb. 6: Antwort auf einen konstanten wirksamen Dauerniederschlag ($effN$) in Form einer steigenden s-Ganglinie für ein Einzugsgebiet mit einem oberirdisch zu- und abflußlosen See als Vorfluter ($W =$ Wasserstandsänderung)	29
Abb. 7: Strukturplan des Wasserkreislauf in einem Einzugsgebiet (in Anlehnung an CHORLEY & KENNEDY 1971 und FRÄNZLE 1976) mit den Subsystemen Vegetation, Bodenoberfläche, Boden-, Grundwasserzone und Gewässer	30
Abb. 8: Schematisches Querprofil durch ein Niederschlagsgebiet mit einem oberirdisch zu- und abflußlosen See und Darstellung der wichtigsten Wasserhaushaltsgrößen	31
Abb. 9: Geologische Querprofile durch das Blunker See-Gebiet mit Lage und Nummern der Grundwasserbrunnen (vgl. Abb. 25)	33
Abb. 10: Karte der Landnutzung für die Vegetationsperiode 1975	35
Abb. 11: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes Blunker See und Lageplan der Niederschlags- und Bodenfeuchtemeßstellen, der Klimahütten und der Wasserstandspegel	37
Abb. 12: Dendrogramm der Distanzgruppierung. Gruppierung der Regenmesser nach den Merkmalen Niederschlagssummen für 4 hydrologische Halbjahre	39
Abb. 13: Windrichtungsdiagramme der Station Bad Segeberg/Kl. Rönnau für die Monate und Halbjahre für 1974 und 1975	40
Abb. 14: Anordnung der Regenmesser in einem Querprofil am Blunker See. Nähere Erläuterungen im Text	41
Abb. 15: Bodenartenkarte des Blunker See-Gebietes	47
Abb. 16: Bodenfeuchtevorratsänderungen ΔS_b der Pedohydrotypen in Abhängigkeit von Vegetations- und Nutzungsformen im Vergleich zum Niederschlag für die Wasserhaushaltsjahre 1974 und 1975. a) Pedohydrotypen mit Grünland, b) Pedohydrotypen mit Ackerland, c) Pedohydrotypen mit Laubbaum- und Gebüschbeständen	52

Abb. 17: Über alle Pedohydrotypen gewichtetes Mittel der Bodenfeuchtevorratsänderung der Bodenzone 0–85 cm für die Vegetations- und Nutzungsformen Grünland, Ackerland, Laubbaum- und Gebüschbestände und Fichten	53
Abb. 18: Karte der Pedohydrotope des Blunker See-Gebietes	55
Abb. 19: Monatsmitteltemperaturen, Monatsniederschläge und monatliche Verdunstung VH für die Wasserhaushaltsjahre 1973 bis 1976 der Station Blunk	58
Abb. 20: Beziehung zwischen den Summen der HAUDE-Verdunstung VH und des Niederschlags N für die Sommerhalbjahre 1966 bis 1976	60
Abb. 21: Beziehung zwischen der gemessenen Kesselverdunstung VK und der HAUDE-Verdunstung VH	61
Abb. 22: Bohrprofile der Grundwasser-Beobachtungsbrunnen im Blunker See-Gebiet. Erläuterungen der Abkürzungen siehe Abkürzungsverzeichnis	65
Abb. 23: Grundwasserganglinien von Beobachtungsbrunnen und Ganglinien des Drainageabflusses (D) im Blunker See-Gebiet für die Jahre 1974 bis 1977	66
Abb. 24: Grundwasserganglinien von Beobachtungsbrunnen im Blunker See-Gebiet	68
Abb. 25: Grundwassergleichenplan des Blunker See-Gebietes	71
Abb. 26: Ganglinie des Wasserstandes des Blunker Sees für den Zeitraum 1966 bis 1977 sowie die Summenkurven des Niederschlags und der Wasserstandsänderungen für die einzelnen Jahre	73
Abb. 27: Niederschlagsgebiete der Trave (bis Pegel Segeberg), des Wardersees und des Blunker Sees	77
Abb. 28: Schematische Darstellung der Einzugsgebiete FE und FN sowie der Grundwasserverhältnisse im Binnenentwässerungsgebiet Blunker See	79
Abb. 29: Regressionsgeraden der Mittelwasserstände MW des Blunker Sees der hydrologischen Halbjahre und Jahre für den Zeitraum 1966 bis 1976	81
Abb. 30: Regressionsgeraden der Niederschlagssummen N der Station Blunker See für die hydrologischen Halbjahre und Jahre für den Zeitraum 1966 bis 1976	81
Abb. 31: Regressionsgeraden der Wasserstandsänderungen ΔW des Blunker Sees der hydrologischen Halbjahre und Jahre für den Zeitraum 1966 bis 1976	82
Abb. 32: Durchschnittlicher Jahresgang der Unterschiedshöhe D und der Verdunstung V des Blunker Sees im Zeitraum 1966 bis 1976	82
Abb. 33: Durchschnittlicher Jahresgang des unterirdischen Netto-Zu- und Abflusses des Blunker Sees im Zeitraum 1966 bis 1976	82
Abb. 34: Schematische Darstellung der Relationen der wichtigsten Wasserhaushaltsgrößen zu charakteristischen Situationen im Blunker See-Gebiet	83
Abb. 35: Korrelation und Regression der Beziehung Niederschlag zu Wasserstandsänderung für Monate, hydrologische Halbjahre und das hydrologische Jahr für den Zeitraum 1966 bis 1976	84
Abb. 36: Jahresgang der monatlichen Korrelationskoeffizienten r , der Standardabweichungen $s_y \cdot x$ und der Regressionskoeffizienten a_1 der Beziehung Niederschlag zu Wasserstandsänderung für den Blunker See für den Zeitraum 1966 bis 1976	85
Abb. 37: Für einen Gleichstand des Wasserspiegels erforderliche Niederschlagsbeträge im Vergleich zu den tatsächlichen im Blunker See-Gebiet	86
Abb. 38: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen (1) und der Niederschläge (2) des Blunker Sees für den Zeitraum 1966 bis 1976 mit Signifikanzniveaus der Autokorrelationskoeffizienten	92
Abb. 39: Korrelogramme des trendbehafteten (1) und des trendbereinigten (2) Mittelwasserstandes des Blunker Sees für den Zeitraum 1966 bis 1976 mit Signifikanzniveaus der Autokorrelationskoeffizienten	92
Abb. 40: Kreuzkorrelogramm der Beziehung Niederschlag zu Wasserstandsänderung des Blunker Sees für den Zeitraum 1966 bis 1976 mit Signifikanzniveaus der Kreuzkorrelationskoeffizienten	93
Abb. 41: Periodogramme der Wasserstandsänderungen des Blunker Sees und der entsprechenden Niederschläge für den Zeitraum 1966 bis 1975	93
Abb. 42: Varianzsummenkurven von Wasserstandsänderung und Niederschlag des Blunker Sees 1966 bis 1975	94
Abb. 43: Kohärenz- und Phasenspektrum der Beziehung Niederschlag zu Wasserstandsänderung des Blunker Sees 1966 bis 1975	94
Abb. 44: Übersicht über Zeitraum und Dauer der Wasserstandsmessungen an Lattenpegeln mit Tagesablesungen an schleswig-holsteinischen Seen	96

Abb. 45: Verteilung der durchschnittlichen Jahresniederschläge im östlichen Teil Schleswig-Holsteins im Zeitraum 1966 bis 1975 und Lage der Niederschlagsstationen	98
Abb. 46: Gang der Jahresniederschläge – gemittelt aus 13 Niederschlagsstationen Ostholsteins – für den Zeitraum 1954 bis 1975 und Trendgeraden für die Teilzeiträume 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	99
Abb. 47: Durchschnittliche Verteilung der monatlichen Niederschläge im Jahresgang für die Zeiträume 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975 für ausgewählte Stationen Schleswig-Holsteins	100
Abb. 48: Durchschnittliche Verteilung der Niederschläge im Jahresgang für den Zeitraum 1954 bis 1975 für ausgewählte Stationen Schleswig-Holsteins	101
Abb. 49: Vergleich der Niederschlagsverteilung der Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975 am Beispiel der Station Plön	101
Abb. 50: Wasserstandsganglinien des Einfelder Sees, Bordscholmer Sees, Selenter Sees, Passader Sees, Wardersees, Bistensees und Wittensees sowie Grundwasserganglinie des Brunnens 5024 am Bordscholmer See	102
Abb. 51: Verschiedene Größen des Niederschlagsgebietes Einfelder See nach verschiedenen Abgrenzungskriterien	103
Abb. 52: Die Grundwasserverhältnisse in den Niederschlagsgebieten Einfelder See und Bordscholmer See	105
Abb. 53: Die Niederschlagsgebiete der Schwentine-Seen: Kl. Eutiner See, Gr. Eutiner See, Kellersee, Dieksee, Behler See, Gr. Plöner See, Kl. Plöner See und das Niederschlagsgebiet der Schwentine bis zum Pegel Preetz	106
Abb. 54: Wasserstandsganglinien der Schwentine-Seen und der Schwentine am Pegel Preetz	107
Abb. 55: Schematisches Längsprofil entlang der Schwentine durch die Schwentine-Seen. Höhenangaben der mittleren Wasserstände nach MUUSS, PETERSEN & KÖNIG 1973	108
Abb. 56: Das Postsee-Niederschlagsgebiet	109
Abb. 57: Wasserstandsganglinien des Sankelmarker Sees, Postsees, Kl. Pönitzer Sees, Schulensees und Westensees für den Zeitraum 1954 bis 1966	110
Abb. 58: Die Niederschlagsgebiete des Selenter Sees, Passader Sees und Dobersdorfer Sees	111
Abb. 59: Die Niederschlagsgebiete des Bistensees und Wittensees und deren Teilniederschlagsgebiete	112
Abb. 60: Grundwassergleichenplan des oberflächennahen Grundwasserstockwerks des Niederschlagsgebietes Wittensee	113
Abb. 61: Die Niederschlagsgebiete des Schulensees und Westensees	115
Abb. 62: Das Niederschlagsgebiet des Sankelmarker Sees	116
Abb. 63: Das Niederschlagsgebiet des Kl. Pönitzer Sees	117
Abb. 64: Das Niederschlagsgebiet des Garrensees	117
Abb. 65: Das Niederschlagsgebiet des Ihlsees mit den vermutlichen Abflußrichtungen des Grundwassers	118
Abb. 66: Wasserstandsganglinie des Ihlsees und Ganglinien des Grundwassers der Brunnen 1 bis 3 für die Jahre 1971 bis 1976	118
Abb. 67: Korrelogramme der Niederschläge der Station Plön für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	122
Abb. 68: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen des Einfelder Sees für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	123
Abb. 69: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen des Gr. Plöner Sees für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	123
Abb. 70: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen des Kl. Plöner Sees für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	124
Abb. 71: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen des Wardersees für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	124
Abb. 72: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen des Selenter Sees für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	124

Abb. 73: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen des Bordesholmer Sees für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	124
Abb. 74: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen des Einfelder Sees, Gr. Plöner Sees, Selenter Sees und Blunker Sees für den Zeitraum 1966 bis 1975	125
Abb. 75: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen des Postsees und des Passader Sees für den Zeitraum 1955 bis 1965	125
Abb. 76: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen des Gr. Eutiner Sees und des Kl. Eutiner Sees für den Zeitraum 1966 bis 1975	126
Abb. 77: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen des Bistensees und der Niederschläge der Station Brekendorf für den Zeitraum 1966 bis 1975	126
Abb. 78: Korrelogramme der Mittelwasserstände des Einfelder Sees, des Selenter Sees und des Gr. Plöner Sees für den Zeitraum 1966 bis 1975	126
Abb. 79: Periodogramme (Spektren) der Niederschläge der Station Bordesholm für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	127
Abb. 80: Varianzsummenkurven der Niederschläge der Station Bordesholm für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	127
Abb. 81: Periodogramme (Spektren) der Niederschläge der Stationen Blunk, Plön und Brekendorf für den Zeitraum 1966 bis 1975	128
Abb. 82: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Einfelder Sees für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975 und Periodogramm für den Zeitraum 1954 bis 1975 mit eliminiertes Jahresperiode	128
Abb. 83: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Selenter Sees für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	128
Abb. 84: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Gr. Plöner Sees für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	129
Abb. 85: Varianzsummenkurven der Wasserstandsänderungen des Einfelder Sees für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	129
Abb. 86: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Bordesholmer Sees für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1965	129
Abb. 87: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Kl. Plöner Sees und der Schwentine am Pegel Preetz für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	130
Abb. 88: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Wardersees und der Trave am Pegel Segeberg für die Zeiträume 1954 bis 1975, 1955 bis 1965 und 1966 bis 1975	130
Abb. 89: Varianzsummenkurven der Wasserstandsänderungen des Einfelder Sees, Gr. Plöner Sees, Kl. Plöner Sees, Wardersees, Selenter Sees und Bordesholmer Sees für den Zeitraum 1954 bis 1975	131
Abb. 90: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Gr. Eutiner Sees und des Kl. Eutiner Sees für den Zeitraum 1966 bis 1975	131
Abb. 91: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Westensees und des Schulensees für den Zeitraum 1955 bis 1965	131
Abb. 92: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Kl. Pönitzer Sees und des Sankelmarker Sees für den Zeitraum 1955 bis 1965	131
Abb. 93: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Postsees und des Passader Sees für den Zeitraum 1955 bis 1965	131
Abb. 94: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Bistensees und der Niederschläge der Station Brekendorf für den Zeitraum 1966 bis 1975	132
Abb. 95: Dendrogramm 1: Klassifikation von 22 schleswig-holsteinischen Seen nach Einzugsgebietsmerkmalen	138
Abb. 96: Dendrogramm 2: Klassifikation von 6 Seen nach Einzugsgebietsmerkmalen	140
Abb. 97: Dendrogramm 4: Klassifikation von 12 Seen nach Einzugsgebietsmerkmalen	141
Abb. 98: Dendrogramm 6: Klassifikation von 10 Seen nach Einzugsgebietsmerkmalen	141
Abb. 99: Dendrogramm 3: Klassifikation von 6 Seen (Zeitraum 1954 bis 1975) nach Ganglinienmerkmalen	143

Abb. 100: Dendrogramm 5: Klassifikation von 12 Seen (Zeitraum 1954 bis 1975) nach Ganglinienmerkmalen	143
Abb. 101: Dendrogramm 7: Klassifikation von 10 Seen (Zeitraum 1966 bis 1975) nach Ganglinienmerkmalen	145
Abb. 102: Wasserstandsganglinien ausgewählter schleswig-holsteinischer Seen für den Zeitraum 1964 bis 1976	148

Verzeichnis der benutzten Karten und Tabellenwerke

1. Topographische Karten

Topographische Karte 1:25 000, Hrsg.: Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein, Kiel

1222 Flensburg (1969, 1975); 1523 Kropp (1966, 1971); 1524 Hütten (1966, 1975); 1525 Eckernförde (1965); 1623 Owschlag (1967, 1973); 1624 Rendsburg (1968, 1973); 1625 Flemhude (1970, 1973); 1627 Heikendorf (1969, 1972); 1628 Schönberg (1968, 1972); 1629 Giekau (1964, 1975); 1725 Westensee (1967, 1973); 1726 Flintbek (1973); 1727 Preetz (1969, 1973); 1728 Selent (1969, 1974); 1729 Lütjenburg (1969, 1975); 1730 Hansühn (1969, 1974); 1825 Nortorf (1966, 1973); 1926 Bordesholm (1973); 1827 Stolpe (1963, 1973); 1828 Plön (1969, 1974); 1829 Eutin (1969, 1974); 1830 Neustadt (1969, 1974); 1927 Bornhöved (1968, 1973); 1928 Schlamersdorf (1969, 1975); 1929 Ahrensböök (1960, 1974); 2027 Bad Segeberg (1968, 1973); 2028 Pronsdorf (1967, 1975); 2029 Curau (1969, 1975); 2127 Leezen (1968, 1973); 2128 Bad Oldesloe (1968, 1975); 2129 Hamberge (1967); 2331 Seedorf (1970).

Topographische Karte 1:50 000, Hrsg.: Militärgeographisches Amt in Verbindung mit dem Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein, Kiel

1928 Plön (1975); 1930 Neustadt (1975).

Topographische Karte (Kreiskarte) 1:75 000, Hrsg.: Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein, Kiel

Kreis Segeberg (1970); Kreis Plön, Kiel und Neumünster (1973).

Topographische Karte 1:100 000, Hrsg.: Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein in Verbindung mit dem Militärgeographischen Amt, Kiel

1922 Rendsburg (1974); 1926 Kiel (1974); 2326 Bad Oldesloe (1975).

2. Tabellenwerke

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, Küstengebiet Nord- und Ostsee, Abflußjahre 1954 bis 1975, Hrsg.: Landesamt für Wasserhaushalt und Küsten Schleswig-Holstein, Kiel.

Deutscher Wetterdienst, Wetteramt Schleswig 1954 ff.: Monatlicher Witterungsbericht.

Deutscher Wetterdienst, Wetteramt Schleswig 1954 ff.: Stationslisten der Klima- und Klimahauptstationen. Landesamt für Wasserhaushalt und Küsten Schleswig-Holstein, Kiel: Seenkataster, Monatliche Pegellisten.

Verzeichnis der im Text verwendeten Abkürzungen

1. Wasserhaushaltsgrößen

A	Gesamt-Abfluß
A ₀	oberirdischer Abfluß
A _u	unterirdischer Abfluß, Zwischenabfluß (Interflow)
A _g	grundwasserbürtiger Abfluß, Grundwasserabfluß in den Vorfluter
A _{gw}	Grundwasserabfluß in benachbarte Einzugsgebiete und Tiefenversickerung
G	Speicherung im wassergesättigten Boden, Grundwasserspeicher
ΔG	Grundwasservorratsänderung
ΔGW	Grundwasserstandsänderung
I	Interzeption
N	Niederschlag
N _L	Niederschlag über Land
N _S	Niederschlag über Gewässer
effN	effektiver Niederschlag; Niederschlag, der nicht an der Vegetation oder an der Bodenoberfläche gespeichert wird und nur schwach verzögert zum Abfluß gelangt
NR	korrigierter Niederschlag
NG	arithmetisches Mittel der Meßwerte aus den Freiland-Niederschlagsmessern
NG _k	korrigierter Niederschlag NG
R	Rücklage, Speicherung, Vorrat im Einzugsgebiet
ΔR	Vorratsänderung im Einzugsgebiet
S _b	Bodenfeuchtevorrat in der durchwurzelten Bodenzone
ΔS _b	Bodenfeuchtevorratsänderung
S ₀	Speicherung an der Bodenoberfläche
ΔS ₀	Vorratsänderung der Speicherung an der Bodenoberfläche
S _m	Speicherung in der ungesättigten Bodenzone unterhalb der durchwurzelten Zone
V	Gesamtverdunstung
V _a	Gesamtverdunstung des Landes
V _e	Verdunstung von freien Gewässerflächen
V _i	Verdunstung von der Oberfläche der Vegetation
V _o	Verdunstung von der Bodenoberfläche
V _b	Verdunstung aus dem Boden
V _g	Verdunstung aus dem Grundwasser
V _H	berechnete Verdunstung nach HAUDE (für das Blunker See-Gebiet)
V _K	gemessene Kesselverdunstung im Blunker See
V _S	geschätzte Verdunstung des Blunker Sees
AET	aktuelle Evapotranspiration
PET	potentielle Evapotranspiration
W	Speicherung der Oberflächengewässer
ΔW	Wasserstandsänderung, Vorratsänderung im Gewässerspeicher
WHJ	Wasserhaushaltsjahr
MW	Mittlerer Wasserstand von Seen
Z	Zufluß
FE	Einzugsgebiet, abgegrenzt nach der Grundwasserscheide, Grundwassereinzugsgebiet
FN	Niederschlagsgebiet, abgegrenzt nach der oberirdischen Wasserscheide
FK	Feldkapazität
m. Fr.	mittlere Frühjahrsfeuchte, entspricht etwa der Feldkapazität und ist der Mittelwert der Bodenfeuchtwerte der Monate Februar bis März
nP	nutzbares Porenvolumen

2. Abkürzungen der Bodenarten

S	Sand	suL	sandig-schluffiger Lehm
fS	Feinsand	uL	schluffiger Lehm
mS	Mittelsand	utL	schluffig-toniger Lehm
gS	Grobsand	stL	sandig-toniger Lehm
uS	schluffiger Sand	U	Schluff
lS	lehmiger Sand	sU	sandiger Schluff
tS	toniger Sand	tU	toniger Schluff
ulS	schluffig-lehmiger Sand	T	Ton
sL	sandiger Lehm	To	Torf

3. Statistische – mathematische Abkürzungen

r	Korrelationskoeffizient
r _k	Autokorrelationskoeffizient
r ₁	Autokorrelationskoeffizient für k = 1
r _{xy(k)}	Kreuzkorrelationskoeffizient
s	Standardabweichung
s _{x · y}	Standardabweichung oder Standardfehler der Schätzung der Regression
k	Schrittweite in der Autokorrelationsfunktion
v _s Var	Variationskoeffizient $v = s/\bar{x}$
\bar{x}	Mittelwert

1. Einführung

Die Notwendigkeit von Wasserhaushaltsuntersuchungen für verschiedenste Gebiete ergibt sich im wesentlichen aus zwei Gründen: einmal wird die Nutzung der natürlichen Ressourcen an Grund- und Oberflächenwasser durch den Menschen immer intensiver, zum anderen ist das Wasser für den größten Teil des an der Erdoberfläche stattfindenden Stofftransportes verantwortlich. Wo Entscheidungen und Fragen über Belastungen und Belastbarkeit von Ökosystemen im weitesten Sinne (ELLENBERG 1972) anstehen, ist sowohl die Kenntnis der Prozesse des Wasserkreislaufs als auch der darauf aufbauenden Wasserhaushaltsbilanzen unabdingbare Voraussetzung.

1.1 Problemstellung und Zielsetzung

Die Transformation des Niederschlags bis zum Abfluß vollzieht sich über eine Reihe von Teilprozessen. Deren Funktionsgefüge ist grundsätzlich und qualitativ hinreichend bekannt und in Form von Graphen und hydrologischen Modellen (CHORLEY & KENNEDY 1971, CHOW 1964, MORE 1967, OLBRISCH 1975, RICHTER, H. 1968, SCHULTZE 1969) z. T. hohen Komplexitätsgrades (FRANZLE 1976) darstellbar. Aus der großen Zahl von Arbeiten im internationalen und nationalen Bereich, die Teilprobleme des Transformationsprozesses z. T. im Rahmen von regionalen Wasserhaushaltsuntersuchungen behandeln und darstellen, könnte der Eindruck gewonnen werden, daß nahezu alle Probleme gelöst seien. Dabei darf jedoch nicht übersehen werden, daß regionale Faktoren (wie Klima, Boden, geologischer Untergrund, Vegetation u. a.) die Übertragung von Zahlenwerten und Funktionen von einem Gebiet auf das andere sehr erschweren und begrenzen. Das gilt insbesondere, wenn nicht nur Ergebnisse einzelner Teilprozesse, wie Interzeption, Verdunstung, Bodenspeicherung, Grundwassererneuerung u. a., sondern der gesamte Transformationsprozeß zwischen Niederschlag (Input) und Abfluß (Output) für ein Gebiet zur Untersuchung und Analyse ansteht. Die raumstrukturellen Bedingungen, unter denen der Komplex der Transformationsprozesse abläuft, sind für jedes zu betrachtende Gebiet von anderen verschieden und macht daher jeweils eine gesonderte Untersuchung erforderlich. Erst über eine Vielzahl solcher Gebietsanalysen ist eine Typisierung von Regionen, in denen gleichartige Transformations-

prozesse unter bekannten Randbedingungen ablaufen (vgl. STREIT 1973) möglich und erlaubt damit eine besser begründete Übertragbarkeit von Ergebnissen.

Die Erfassung der Wechselwirkungen von raumstrukturellen Faktoren und den – im Grundsätzlichen bekannten – zwischen Niederschlag und Abfluß ablaufenden hydrologischen Transformationsprozessen muß daher im Vordergrund von Wasserhaushaltsuntersuchungen stehen.

Mit der Forderung nach der Aufhellung dieser Wechselwirkungen wird der Forschungsansatz umrissen, der unter den Bezeichnungen „Landschaftsökologie“ bzw. „Geoökologie“ in der methodologischen Literatur der heutigen Geographie einen besonderen Stellenwert hat. Forschungsgegenstand der Landschaftsökologie ist die qualitative und quantitative Kennzeichnung von landschaftlichen Ökosystemen, die auch als „ökologische Raumeinheiten“, „naturräumliche Einheiten“ oder einfach als „Landschaften“ bezeichnet werden. Nach LESER (1976: 63) heißt Kennzeichnung hierbei Aufnahme und Darstellung der Inhalte der Einheiten und der darin in Wirkungsgefügen erfolgenden Prozeßabläufe sowie die Erfassung von deren Verbreitung, die sich in bestimmten Räumustern repräsentieren.

Landschaftsökologische Forschung ist heute weitgehend Partialkomplexanalyse, d. h., nur ausgewählte Faktoren oder Faktorenkomplexe des Gesamtsystems werden einer analytischen Untersuchung vor allem hinsichtlich des haushaltlichen Geschehens unterzogen. Da unter den in den „Landschaften“ oder „landschaftlichen Ökosystemen“ wirkenden Faktoren dem Wasser hinsichtlich seiner ökologischen Wirkungen eine zentrale Stellung zukommt, steht es auch vielfach im Vordergrund „landschaftsökologischer“ Untersuchungen und Fragestellungen. Der Wasserhaushalt gilt als „ökologisches Hauptmerkmal eines Landschaftsraumes“ (NEEF 1961).

Unter dem Gesichtspunkt der Bilanzierung (quantitativer Erfassung) des Wasserhaushalts auf der Grundlage der Wasserhaushaltsgleichung werden als zu bemessende Landschaftsräume (in denen die hydrologischen Transformationsprozesse ablaufen) Einzugsgebiete gewählt. Ihre Begrenzung erfolgt nach dem Verlauf der oberirdischen Wasserscheide (RICHTER & LILICH 1975: 126).

Einzugsgebiete sind von der Dynamik des Wasserumsatzes zwischen Niederschlag und Abfluß determiniert. Landschaftsökologische Einheiten werden nach HUBRICH (1977) nach landschaftsgenetischen Kriterien (Inhalten) begrenzt. Einzugsgebiete sind Teile landschaftsökologischer Einheiten und von daher wie diese heterogen strukturiert.

Die Theorie von den Maßstabbereichen oder Dimensionen der Landschaft (NEEF 1963, 1967; HERZ 1973, 1974) und die darin begründete Unterscheidung von topischer und chorischer Dimension – und daraus abgeleitet: topologische und chorologische Arbeitsweisen – bewährt sich als methodologischer Leitfaden in der geographischen Landschaftsforschung.

Topo sind geographisch homogene Raumeinheiten, Choren sind heterogen strukturierte Einheiten, in denen die gegenseitigen Lagebeziehungen und das wechselseitige Aufeinanderwirken von räumlichen Teilgliedern im Range von Topen oder Topgefügen (DE JONG 1962; NEEF 1967) wesentliche Charakteristika sind.

Bisherige landschaftsökologische Forschungsarbeiten unter dem Schwerpunkt der Wasserhaushaltsanalyse waren vorwiegend vom topologischen (NEEF, SCHMIDT & LAUKNER 1961; HASE & MEYER 1969; TRETER 1971, 1974; THOMAS 1975; JORDAN 1976 u. a.), seltener vom chorologischen (HERRMANN, R. 1971) Ansatz her bestimmt. Für die hinsichtlich ihrer natur- und landschaftsräumlichen (raumstrukturellen) Ausstattung im allgemeinen heterogen strukturierten Einzugsgebiete ist (unter dem partialkomplexanalytischen Ansatz) die chorologische Arbeitsweise grundsätzlich für deren inhaltliche und räumliche Charakteristik geeignet. Dabei ist jedoch die Anwendung nur solcher Merkmale und Parameter sinnvoll, die Bezug zum Wasserumsatz haben. Das sind vor allem Kennwerte, die aus dem Relief, dem Boden, dem geologischen Untergrund und der Vegetation abzuleiten und zu gewinnen sind.

Die Anwendung der chorologischen Methode mit ihren spezifischen Arbeitsweisen (MANNSFELD 1972; HUBRICH 1977; THOMAS 1977) im Hinblick auf eine möglichst detaillierte Inventarisierung und Erfassung der prozessualen Dynamik und darauf begründeter Hinwendung zur quantitativen Bilanzierung erfordert aber einen derartigen Umfang an unmittelbar gemessenen und auf topische Geosysteme bezugnehmende Daten, daß nur in wenigen Beispielgebieten gewisse Voraussetzungen dafür gegeben sein können.

Dieses Problem bestimmt im wesentlichen die Konzeption der hier vorgelegten Untersuchungen zum Gebiets-

wasserhaushalt verschiedener Einzugsgebiete in Schleswig-Holstein. Üblicherweise werden langfristige Wasserhaushaltsbilanzen auf der Grundlage der Wasserhaushaltsgleichung mit den Haupttermen Niederschlag (N), Verdunstung (V) und Abfluß (A) erstellt. In Ermangelung ausreichender Abflußdaten über längere Zeiträume werden Wasserstandsdaten von Seen, die in größerem Umfang verfügbar sind, für die Untersuchungen zum Gebietswasserhaushalt verwendet. Unter Beachtung der entsprechenden Randbedingungen ist der Term Wasserstandsänderungen der Seen analog zum Term Abfluß in Wasserläufen zu betrachten.

Für die vergleichende Betrachtung mehrerer Einzugsgebiete macht es die Datenlage erforderlich, die Charakterisierung der einzelnen Einzugsgebiete im wesentlichen aus der Input-Output-Relation Niederschlag-Wasserstandsänderung abzuleiten. Mit Hilfe statistischer Verfahren (Korrelations-, Regressions-, Autokorrelations- und Spektralanalyse) lassen sich aus dieser Beziehung, die einem Black-Box-Modell entspricht, formale Parameter erzeugen, die aufgrund der gebietsspezifischen, raumstrukturellen Ausstattungen für die jeweiligen Einzugsgebiete voneinander verschieden sind. Die statistisch gewonnenen Einzugsgebietsparameter stellen formalisierte und auf wenige Kennwerte reduzierte Aussagen über die Einzugsgebiete dar.

Die Kennwerte gewinnen in dem Maße an Aussagekraft, wie die Wechselwirkungen zwischen verschiedenen Gebietsfaktoren und den qualitativ hinreichend bekannten und in vereinfachten hydrologischen Modellvorstellungen formulierten Teilprozesse aufgeheilt und näherungsweise quantifiziert werden können. Dazu ist es allerdings notwendig, auf dem topischen und darauf aufbauendem chorischen Niveau die Teilprozesse Niederschlag, Abfluß, Verdunstung, Zwischenspeicherung u. a. über längere Zeit hin und in hinreichender räumlicher und zeitlicher Dichte zu messen. Das ist vom instrumentellen und Arbeitsaufwand her nur im Gebiet des Blunker Sees (FRÄNZLE 1975; TRETER 1972, 1977, 1979) näherungsweise möglich gewesen, wo auch insbesondere die hydrologischen Wechselbeziehungen zwischen See und Umland (TRETER 1972, 1979) als Grundlage für See-Umland bezogene Stoffhaushaltsbetrachtungen (MÜLLER 1978) untersucht werden.

Unter Berücksichtigung vergleichbarer raumstruktureller Ausstattungen in der chorischen Dimension können die am Einzugsgebiet des Blunker Sees (das nicht unbedingt repräsentativ für den im Vordergrund der Untersuchung stehenden ostholsteinischen Raum angesehen werden kann) als Bezugsstandard und Interpretationsmodell, das sich über die grundsätzlich bekannten Modellvor-

stellungen durch konkrete quantifizierte Angaben erhebt, für andere See-Einzugsgebiete herangezogen werden.

Die Aussagekraft der statistisch abgeleiteten Gebietsparameter kann dadurch erhöht werden, daß diese in einer vergleichenden Betrachtung mit wenigen ausgewählten, relativ einfach zu ermittelnden Gebietsfaktoren in Beziehung gesetzt werden. Das Wechselwirkungsgefüge von hydrologischen Teilprozessen mit den ausgewählten Gebietsfaktoren kann dabei ansatzweise aufgehellt werden.

1.2 Bisherige Wasserhaushaltsuntersuchungen in Niederschlagsgebieten in Schleswig-Holstein

Die bisherigen Untersuchungen zum Wasserhaushalt in Schleswig-Holstein sind vorwiegend unter der Fragestellung der Grundwasserneubildung, der Grundwassernutzung und Grundwasserbewirtschaftung durchgeführt worden. Von geologischer Seite hat HECK (1948) zum ersten Mal Betrachtungen über den Grundwasserhaushalt des Landes angestellt, die PETERSEN (1968) – orientiert an den Erfordernissen der Praxis für die Wasserversorgung – unter dem Gesichtspunkt Gesamt-Wasserhaushalt weitergeführt hat.

Auf der Grundlage der von wasserwirtschaftlichen und meteorologischen Dienststellen unterhaltenen langjährigen Meß- und Beobachtungsstellen für Niederschlag, Abfluß, Grundwasserstandsänderungen und Lysimeterverdunstung wurden für Schleswig-Holstein insgesamt (SPAHR 1971) und für die landschaftlichen Großräume östliches Hügelland, Niedere und Hohe Geest, Marsch (SCHENDEL & PREUSS 1973) Wasserhaushaltsbilanzen vor dem Hintergrund des Wasserbedarfs und der Wasserversorgung erstellt. Der Generalplan Wassergewinnung und Wasserversorgung (MINISTER FÜR ERNÄHRUNG, LANDWIRTSCHAFT UND FORSTEN, SCHLESWIG-HOLSTEIN 1973), der sich im wesentlichen auf die Zusammenstellungen und Auswertungen von SPAHR (1971) stützt, sieht seine erste Aufgabe in der Darstellung des Verhältnisses von natürlichem Wasserangebot und der Wasserbedarfsentwicklung der Bevölkerung und Wirtschaft.

In die Berechnungen der Wasserhaushaltsbilanzen für landschaftliche Großräume und Schleswig-Holstein insgesamt, die sich vor allem auf die landesweiten Niederschlags- und Abflußmessungen stützen, wurden auch die in verschiedenen Landesteilen langfristig durchgeführten Lysimetermessungen zur Ermittlung der Verdunstung (VINCK 1957, 1961) einbezogen.

Die ungleiche Verteilung der Abflußmeßstellen, die vor allem zugunsten der westlichen Landesteile der Geestrandniederungen und Marschen aus wasserwirtschaftlichen Erwägungen und Notwendigkeiten erfolgte, führt dazu, daß bei großräumigen Wasserhaushaltsbilanzen Teile des östlichen Hügellandes nicht hinreichend berücksichtigt werden. Das muß bei der Beurteilung und Auswertung solcher landesweiten Bilanzen bedacht werden.

Als notwendige Erweiterung und Ergänzung dieser großräumigen und allenfalls überschlägigen Darstellungen des Wasserhaushalts sind die Untersuchungen zu sehen, die einzelne Einzugsgebiete behandeln. Von BAUMANN, SCHEKORR & SCHENDEL (1970) werden Einzugsgebiete unterschiedlicher Größe vergleichend betrachtet. Dabei zeigt sich, daß in diesen Gebieten die Differenz zwischen Niederschlag und Abfluß nicht der Verdunstung entspricht und von daher Gebiete mit Grundwasserabgabe von solchen mit Grundwasserzufluß zu unterscheiden sind.

Detaillierte Untersuchungen an ausgewählten Einzugsgebieten mit dem Ziel der quantitativen Erfassung einzelner Haushaltsgrößen liegen nur in geringer Zahl für Schleswig-Holstein vor. SCHENDEL (1964), BAUMANN & SCHENDEL (1968, 1969) und SCHENDEL (1971) stellen die Gebietswasserbilanzen kleiner Einzugsgebiete in Alt-moränengebieten und im Niederungsgebiet der Eider vor, SCHEKORR (1971) vergleicht die Wasserhaushaltsbilanzen von drei kleinen (4 bis 8 km²) Einzugsgebieten in verschiedenen Landschaftsräumen, wobei die Erfassung der Verdunstung mit messenden und rechnerischen Verfahren im Vordergrund steht. Der Einfluß des Waldes auf den Grundwasserhaushalt wurde von EINSELE & SCHULZ (1973) unter der Fragestellung Grundwasserneubildung im Vergleich bewaldeter und unbewaldeter Sanderflächen in „kleinen“ Einzugsgebieten (10 bis 12 km²) ermittelt. Dazu wurde ein projektbezogenes Meßnetz für Grundwasserstandsänderungen, Niederschlag, Abfluß und Verdunstung eingerichtet.

Die Untersuchungen von PREUSS (1976) zum Wasserhaushalt von fünf Einzugsgebieten in verschiedenen Landschaftsräumen galten der Ermittlung der Grundwasserneubildung unter Einsatz eines mathematisch-hydrologischen Modells. Zur Anwendung kam das synthetische USDAHL-Modell (USDAHL = United States Department of Agriculture Hydrology Laboratory), in dem lineare und nichtlineare Teilprozesse des Wasserkreislaufs miteinander kombiniert werden. Die Ergebnisse hinsichtlich der Bilanzierungen bewegen sich im Rahmen der schon vorliegenden – mit sehr viel weniger Aufwand betriebenen – Abschätzungen des Wasserhaushaltes.

Während die Glieder Niederschlag (N) und Abfluß (A) der für mehrjährige Beobachtungsreihen geltenden allgemeinen Wasserhaushaltsgleichung $N = A + V$ als hinreichend genau und zuverlässig für die Abschätzung des Wasserhaushalts von Einzugsgebieten zu betrachten sind, gilt das für die Verdunstung aus vorwiegend meßtechnischen Gründen leider nicht. Die Unzulänglichkeiten von Wasserhaushaltsbilanzen sind daher vor allem auf die Wasserhaushaltsgröße Verdunstung zurückzuführen. Das gilt weniger für kleinräumige Einzugsgebiete, in denen durch eine hinreichende Dichte der Meßstellen für Niederschlag, Grundwasser, Abfluß und andere Haushaltsgrößen bei der Auflösung der Wasserhaushaltsgleichung nach V (Verdunstung) der Berechnungsfehler relativ gering gehalten werden kann.

Wenngleich die Untersuchungen zum Gebietswasserhaushalt den gesteckten Zielen wie den Erfordernissen noch nicht ganz entsprechen, so ist doch hervorzuheben, daß jeder Beitrag eine wichtige Erweiterung der Kenntnisse der regionalen Verhältnisse darstellt und eine weitere – auf empirischen Daten basierende – Unterlage für eine wasserwirtschaftliche Rahmenplanung ist.

1.3 Wasserstandsänderungen von Seen als Forschungsobjekt

Wasserstandsänderungen von Seen ergeben sich aus dem Zusammenwirken der Wasserhaushaltsgrößen im hydrologischen Kreislauf. Die Analyse der Wasserstandsänderung ist daher in der Regel wesentlicher Bestandteil der Wasserhaushaltsuntersuchungen von Seen.

Aus der Fülle der Literatur, die es zu diesem Themenbereich gibt, kann hier und zwangsläufig auch nur unvollständig eine Auswahl erwähnt werden. Neben der zusammenfassenden und allgemeineren Darstellung in HUTCHINSON (1975, 1 (1): 221-249) geben vor allem die zahlreichen Beiträge anlässlich des „Hydrology of Lakes-Symposium, Helsinki 1973“ (IAHS Publ. 109) und die „Hydrology of Lakes-Symposium-Reports Discussions“ (Hydrol. Sci. Bull. 19 (1), 1974) einen weitgespannten Überblick über den neueren Stand der Forschung zum Wasserhaushalt von Seen für die verschiedenen Erdregionen. Stellvertretend seien davon nur die Arbeiten von ANDREEVA (1973) für die Ural-Seen, von ANFANSYEV & LEKSAKOVA (1973) für den Baikalsee, von CANAZZA (1973) für den Comer-See, von JOVANOVIĆ & DJORDJEVIĆ (1973) für den Skadar-See (Jugoslawien), von KONTUR (1973) für den Balaton-See (Ungarn), von KULLUS (1973) für den Peipsi-Pihkva-See (Finnland) und von PASLAWSKI (1974) für Seen im nördlichen Polen genannt.

In diesen Arbeiten werden mit dem Ziel der Erfassung des Wasserhaushalts z. T. mit Verfahren der Zeitreihenanalyse u. a. die Beziehungen zwischen Wasserstandsänderung (= Seespiegelschwankung) und den Wasserhaushaltsgrößen Niederschlag, Verdunstung, Zu- und Abfluß analysiert.

Unter der gleichen Zielsetzung wurde von JACOB (1943, 1944) in Long Island N.Y. die Korrelation von Seespiegelschwankungen mit dem Niederschlag durchgeführt.

Mit Varianz- und Spektralanalytischen Verfahren ermittelten COHN & ROBINSON (1975) anhand von 110jährigen Aufzeichnungen die saisonalen und mehrjährigen zyklischen Fluktuationen des Wasserstandes des Ontario-Sees.

Für oberbayerische Seen und den Bodensee liegen in den Arbeiten von SCHUMANN, W. (1955) und KIEFER (1957) Untersuchungen über Wasserstandsschwankungen vor. GASSER (1957) untersucht die meteorologischen Grundlagen für die Wasserspiegelschwankungen des Bodensees.

In Weiterführung der Untersuchungen von HEITMANN, RICHTER & SCHUMANN (1969) werden von SCHUMANN, D. (1972, 1973) für Einzugsgebiete oberirdisch zu- und abflußloser mecklenburgischer Seen erstmals für den Raum des Norddeutschen Tieflandes komplexe Wasserhaushaltsberechnungen durchgeführt. Unter Berücksichtigung der Oberflächenverdunstung wird aus der Beziehung zwischen Niederschlag und Wasserstandsänderung die Größe des Zu- und Abflusses ermittelt.

Für Schleswig-Holstein stammen erste Angaben über Seespiegelschwankungen aus überwiegend unregelmäßigen Beobachtungen von WEGEMANN (1922). Vergleichende Betrachtungen über die Beziehung zwischen Niederschlägen und Grundwasser- und Seespiegelschwankungen stellt THIENEMANN (1949) für den Zeitraum 1931 bis 1944 anhand der Beobachtungen am Garrensee und Pinnsee (Schleswig-Holstein) und Drewitzer See (Mecklenburg) an. Ab 1954 wurden in Schleswig-Holstein von den wasserwirtschaftlichen Landesämtern in größerem Umfang Lattenpegel in Binnenseen gesetzt, die eine kontinuierliche Beobachtung der Wasserstandsänderungen ermöglichte. Damit wurden die Voraussetzungen für die Einbeziehung der Wasserstandsschwankungen in Wasserhaushaltsbetrachtungen (TRETER 1977) geschaffen.

In einer Anzahl von Untersuchungen werden fortlaufend registrierte Wasserstandsänderungen nicht unter dem Gesichtspunkt des Wasserhaushalts, sondern unter ande-

ren hydrographischen Fragestellungen ausgewertet und betrachtet. So untersucht CEHAK (1975) die Seespiegelschwankungen des Lunzer Sees (östl. Alpen) für den Zeitraum 1921 bis 1970 hinsichtlich der Schwankungen der Niederschlagstätigkeit für den gleichen Zeitraum. KLINKER & KARBAUM (1965) benutzten kurzfristige Wasserstandsänderungen eines zu- und abflußlosen Sees zur Bestimmung des Gebietsniederschlags. Aus kurzen Beobachtungszeiten von Grundwasser- und Seespiegelschwankungen sucht LANGBEIN (1960) u. a. am Beispiel des Lake Pyramid/Nevada aus der response-time-Größe den langjährigen Mittelwert des Gebietsniederschlags abzuleiten.

Mit der Spektralanalyse werden von PLATZMAN & RAO (1964) die an 13 Stationen am Eriesee kontinuierlich registrierten Wasserstände hinsichtlich der freien Longitudinal-Oszillation des Sees untersucht.

Außerhalb hydrologischer und hydrographischer Fragestellungen liegen die nicht ganz unumstrittenen Untersuchungen von STEINHAUSER (1948) und BENDEFY (1973), in denen die Seespiegelschwankungen des Victoria-Sees bzw. ungarischer Seen zur Ermittlung und Bestätigung der Solaraktivität herangezogen werden.

1.4 Der Untersuchungsraum in Schleswig-Holstein und allgemeine Kennzeichnung der Seen und ihrer Einzugsgebiete

Das östliche Hügelland Schleswig-Holsteins, das auch als Jungmoränenlandschaft bezeichnet wird, ist am besten charakterisiert durch das sehr bewegte Relief mit Höhen bis 164 m (Bungsberg) und die Vielzahl großer und kleiner Seen und geschlossener, teils abflußloser Hohlformen.

In dieser Landschaftszone Schleswig-Holsteins liegen die meisten der Seen und ihrer Einzugsgebiete, für die im Rahmen der hier anstehenden Fragestellung nach dem Verhalten des Gebietswasserhaushalts Datenmaterial verfügbar ist.

Das östliche Hügelland wird im Westen von den Endmoränen und Ablagerungen des maximalen würmzeitlichen Eisvorstoßes begrenzt, an die sich die zeitlich entsprechenden, nach Westen abdachenden Sander anschließen. Sie bilden die Landschaftszone der niederen Geest oder Vorgeest. Innerhalb der im Mittel 40 km, bei Lübeck maximal 60 km breiten Zone sind die Moränenstaffeln der verschiedenen Phasen der letzten Vereisung eng miteinander verzahnt. Nach GRIPP (1952, 1964) sind drei Hauptvorstoßphasen der würmzeitlichen Glet-

scher zu unterscheiden, die sich in den meist mehrgliedrigen Moränenzügen der äußeren, mittleren und inneren Randlagen unterschiedlich deutlich nachweisen lassen. Während die äußeren und mittleren Moränenkomplexe weitgespannte, große ehemalige Gletscherloben nachzeichnen, bezeugt die Lage der inneren, jüngsten Moränen eine Aufspaltung des Inlandeises in einzelne Gletscherzungen. In diese Zeit der dem Ende zugehenden Würmvereisung fällt die entscheidende Anlage und Ausformung eines Teils der heutigen Seen. Innerhalb des durch Moränenkomplexe stark gegliederten Jungmoränengebietes liegen Binnensandergebiete, die den Außensaum einzelner würmzeitlicher Vorstoß- und Stillstandsphasen markieren. Aufgrund ihrer kuppigen Oberfläche und der Sackungerscheinungen sind diese Binnensander in der Regel über Toteis geschüttet worden. Ein weiteres Formelement im Jungmoränengebiet stellen die nicht wesentlich glazifluvial überprägten Niedertaulandschaften – auch Grundmoränenlandschaft genannt – östlich der inneren Moränenkomplexe dar.

Neben den glazialen und fluvioglazialen raumstrukturierenden Vorgängen während der Würmvereisung kommt dem unter mehr oder weniger mächtigen Ablagerungen und Sedimenten verschütteten Toteis eine entscheidende landschaftsprägende Rolle zu. Durch das Tieftauen bedeckter oder eingestauchter Toteismassen in der Zeit des Spät- und Postglazials – bis ins Präboreal und Boreal – setzte eine Überprägung des Reliefs im gesamten Jungmoränengebiet ein, die nur z. T. durch gleichzeitige oder spätere Abtragungsvorgänge kompensiert wurde.

In den durch diese Tieftauprozesse entstandenen bzw. verstärkten zahlreichen geschlossenen Hohlformen der Jungmoränenlandschaft bildeten sich Seen. Die Wasserfüllung hängt von einer Reihe von Randbedingungen ab: von der Höhenlage, von Zu- und Abflußmöglichkeiten, von der Durchlässigkeit der liegenden und umgebenden Schichten und von der Lage des Grundwasserspiegels. Die Zahl der Seen war ursprünglich größer als heute, da durch organogene und kolluviale Sedimentation insbesondere die flacheren von ihnen in der Postglazialzeit aufgefüllt wurden.

Versucht man die Seen des östlichen Hügellandes nach ihrer Entstehung zu typisieren, so ist vorweg zu unterscheiden zwischen Entstehung und Erhaltung der entsprechenden Hohlformen (WOLDSTEDT 1926). Die Entstehung der Hohlformen ist nur in einzelnen Fällen der in dieser Arbeit berücksichtigten Seen auf unmittelbare Glazialerosion zurückzuführen, in den meisten Fällen aber auf Um- oder Überschotterung von Toteismassen. Die Erhaltung dieser Formen über das Ende der Vereisung hinaus ist dagegen zum überwiegenden Teil dem Toteis selbst zu danken.

Die Zuordnung der Seen zu genetischen Seentypen ist insofern von Bedeutung, als sich daraus schon Hinweise auf Aufbau, Struktur und Materialzusammensetzung des umgebenden Gebietes ableiten lassen. Die Kenntnis der Morphogenese wird damit zu einer Voraussetzung der Beurteilung auch der hydrologischen Verhältnisse. Genaue Kenntnis liefert jedoch in diesem oft im mehrphasigen Wechsel glazialer und fluvioglazialer Prozesse entstandenen und im Spät- und Postglazial weiterentwickelten Landschaften nur eine Vielzahl von Bohrungen.

Es lassen sich verschiedene, zumeist syngenetische Seentypen unterscheiden:

Grundmoränenseen sind zumeist relativ flach, im Umriss unregelmäßig. Sie erfüllen einzelne oder zusammenhängende Hohlformen der im Zuge des Niedertauens toter Eismassen entstandenen Niedertau-(= Grundmoränen)Landschaft. Für die Bildung und Erhaltung der Hohlformen ist Toteis selbst nicht unbedingt Voraussetzung, wenn auch nicht ganz auszuschließen. Zu diesem Typ gehören der Dobersdorfer See und der Passader See (Abb. 1).

Zungenbeckenseen und *Eiszungenseen* (nach LIEDTKE 1976) bzw. *Endmoränenwannenseen* (nach EGGERS 1934) verdanken primär ihre Entstehung der Glazialerosion, d. h. Ausschürfung durch vorstoßende Gletscherzungen. Durch Ausfüllung mit Toteis blieben diese Hohlformen von einer anschließenden Zuschüttung mit fluvioglazialen Sedimenten oder mit Moränenmaterial erneut vorstoßender Gletscher verschont. Die Seen sind zumeist groß, wobei ihre Tiefe recht unterschiedlich sein kann. Als klassische Vertreter dieses Typs gelten der Selter See und der Wittensee, während der Westensee, Bistensee, Gr. Plöner See, Postsee, Gr. Eutiner See, Kellersee und Dieksee (Abb. 1) nur mit gewissen Vorbehalten diesem Typ zuzuordnen sind.

Als *Toteisseen* lassen sich die Seen zusammenfassen, die sich in Hohlformen, die nicht durch Glazialerosion vorgeformt sondern durch Toteisfüllung erhalten wurden, gebildet haben. Hinsichtlich Gestalt, Tiefe und Größe umfaßt dieser Seentyp ein recht breites Spektrum:

Eine Formengruppe stellen die *Rinnenseen* dar, die aufgrund ihrer Querprofile im Gegensatz zu GRIPP (1947, 1953, 1964) von HORMANN (1969) und MÜLLER (1976) als ehemalige Kasten- bzw. Sohlentäler erklärt werden, die in Sandern über Toteis eingetieft wurden. Im Verlauf und nach Beendigung des Tieftauens füllten sich die tiefsten Stellen dieser Rinne mit Wasser und wurden somit zu Seen, wobei innerhalb eines Rinnen-Systems die Seen

untereinander durch Zu- und Abfluß miteinander verbunden sein können. Der Wardersee, Einfelder See, Bordesholmer See und Garrensee sind dieser Formengruppe zuzurechnen (Abb. 1).

Den Rinnenseen in der Gestalt ähnlich sind die von LIEDTKE (1976) als *Faltenseen* bezeichneten Seen, die in parallelen Senken, die heute z. T. mit mächtigen organogenen Sedimenten verfüllt sind, parallel zum einstigen Eisrand angelegt sind. Diese Senken sind das Ergebnis von ausgetautem Toteis, das bei Gletschervorstoßen mit glazialen und fluvioglazialen Sedimenten zu Moränenstaffeln zusammengestaucht wurde. Als einziger See aus dem Untersuchungsprogramm läßt sich der Blunker See diesem Typ zuordnen (Abb. 1).

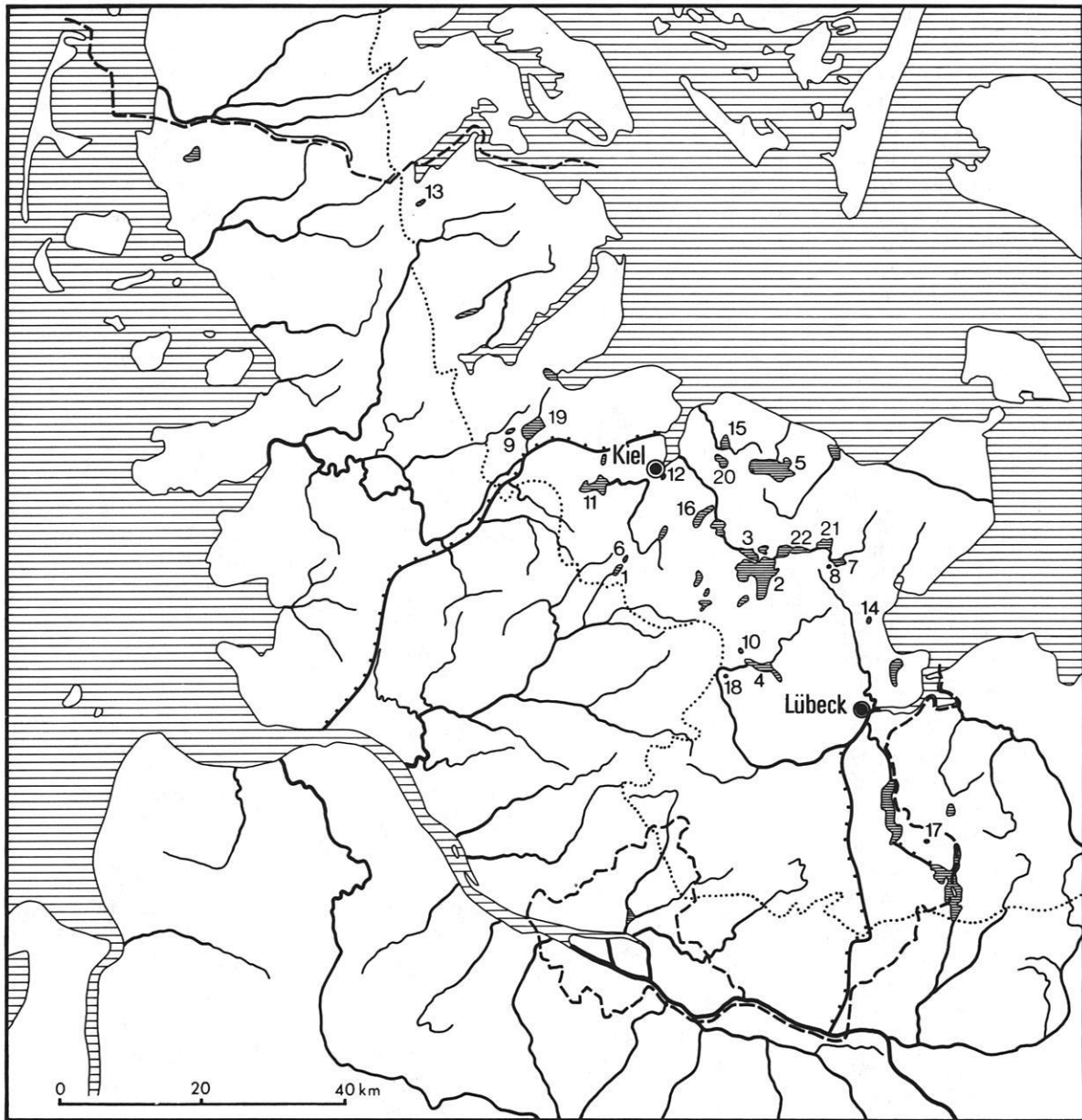
Seen mit rundlicher Gestalt und zumeist großer Tiefe sind aufgrund ihrer Profile (MÜLLER 1976) als reine Toteisseen zu erklären, wobei offen bleiben muß, in welchem Umfang eine Überdeckung des Toteises mit Sedimenten stattgefunden hat. Von LIEDTKE (1976) werden sie als Beckenseen bezeichnet. Zu ihnen können der Kellersee, die Eutiner Seen, der Ihlsee gezählt werden (Abb. 1).

Wie die Seen ist auch die Entwicklung des Gewässernetzes des östlichen Hügellandes und der angrenzenden Gebiete durch das allmähliche Tieftauen des Toteises entscheidend geprägt und gelenkt worden.

Die größte Seendichte ist im zentralen Teil des östlichen Hügellandes, der holsteinischen Seenplatte, anzutreffen. Der größte Teil dieser Seen gehört zum Flußgebiet der Schwentine, die eine Reihe von ihnen miteinander verbindet. Von den insgesamt 22 der hier behandelten Seen gehören allein 8 zum Flußgebiet der Schwentine, während sich die übrigen auf die Flußgebiete der Eider/Nord-Ostsee-Kanal, Trave, Treene, Stör und andere kleinere verteilen.

1.5 Definition Einzugsgebiet

Unter Einzugsgebiet wird nach RICHTER & LILLICH (1975) die Gebietsfläche verstanden, aus der der betreffenden Abflußmeßstelle Wasser zukommt, sei es oberirdisch oder über das Grundwasser unterirdisch. In der vorliegenden Untersuchung stellt in der Regel nicht eine Abflußmeßstelle den Ausgang eines Einzugsgebietes dar, sondern ein See, dessen Wasserstandsänderung registriert wird. Die Seefläche zählt stets zum Einzugsgebiet. Bei oberirdischem Abfluß wird der Ausgang des Einzugsgebietes durch den Abfluß aus dem See festgelegt.



..... Grenze des ostholsteinischen Hügellandes (Topogr. Atlas Schleswig Holstein 1963)

Abb. 1: Übersichtskarte von Schleswig-Holstein und Lage der untersuchten Seen. 1 Einfeld See, 2 Großer Plöner See, 3 Kleiner Plöner See, 4 Warder See, 5 Selenter See, 6 Bordesholmer See, 7 Großer Eutiner See, 8 Kleiner Eutiner See, 9 Bistensee, 10 Blunker See, 11 Westensee, 12 Schulensee, 13 Sankelmarker See, 14 Kleiner Pönitzer See, 15 Passader See, 16 Postsee, 17 Garrensee, 18 Ihlsee, 19 Wittensee, 20 Dobersdorfer See, 21 Kellersee, 22 Dieksee.

Da die Einzugsgebiete ausschließlich nach den oberirdischen Wasserscheiden abgegrenzt werden, ist für diese Gebiete richtiger der Begriff Niederschlagsgebiet (FN) zu verwenden. Das Einzugsgebiet (FE) kann vom Niederschlagsgebiet in Größe und Ausdehnung abweichen (vgl. Kap. 4.4)

Eine Besonderheit der Jungmoränenlandschaften, die in ihrer glazialen Morphogenese und spät- und postglazialen Weiterentwicklung begründet liegt, sind die Binnen-

entwässerungsgebiete. Bei ihnen handelt es sich um – von einer Wasserscheide allseitig umgrenzte – oberirdische Einzugsgebiete, die aus einer oder mehreren zusammenhängenden Hohlformen von unterschiedlicher Größe bestehen (SCHUMANN, D. 1968). Der Umsatz des Niederschlags erfolgt in solchen Hohlformen ausschließlich durch Verdunstung und Versickerung. Je nach Grundwasserstand können Binnenentwässerungsgebiete auch stehende Gewässer aufweisen.

2. Hydrologische Systeme und Modelle

In der Systemtheorie wird nach BECKER & GLOSS (1969: 11) unter einem „System“ ein Gebilde verstanden, „das bestimmte Eingaben aufnehmen kann, diese verarbeitet bzw. transformiert, um dann Ausgaben hervorzubringen, die in ihrer Form von der der Eingaben und von den Eigenschaften des Systems abhängen.“

Zu unterscheiden sind nach CHORLEY & KENNEDY (1971: 2) und BERTALANFFY (1971: 38 ff) geschlossene und offene Systeme. Hydrologische Systeme sind offene Systeme, da in ihnen ein Austausch von Masse und Energie mit ihrer Umgebung stattfindet. Die Komponenten solcher Systeme und ihre gegenseitigen Beziehungen tendieren zu einem Ausgleich in der Form, daß ein ständiger Output von Masse und Energie in der gleichen Höhe des Inputs abläuft und somit ein Fließgleichgewicht besteht.

Das Niederschlagsgebiet oder Einzugsgebiet eines Flusses oder Gewässers kann als typisches Beispiel für ein hydrologisches System gelten. Der Niederschlag stellt das Eingabesignal dar, das im Niederschlagsgebiet entsprechend den Gebietseigenschaften einer räumlichen und zeitlichen Transformation unterzogen wird. Am Ausgang des Niederschlagsgebietes läßt sich das Ausgangssignal in Form einer Abfluß-Ganglinie feststellen.

Die Analogie zwischen dem betrachteten hydrologischen System Einzugsgebiet und dem entsprechenden Modell zeigt die Abb. 2. Es wird dabei davon ausgegangen, daß System und Modell durch Struktur und Parameter bestimmbar sind und daß sich das Modell bezüglich der Input-Output-Transformation wie das abzubildende System verhält. Dabei ist nach OLBRISCH (1975) einschränkend zu berücksichtigen, daß der Modellausgang der gleichen statistischen Grundgesamtheit angehören muß wie der Systemausgang, wenn der Modelleingang der gleichen statistischen Population angehört wie der Systemeingang oder mit diesem identisch ist. Unter Modellstruktur ist in diesem Zusammenhang die Art der qualitativen Beschreibung der Vorgänge innerhalb des Systems zu verstehen wie etwa lineare oder nichtlineare Beziehungen, Periodizitäten und Persistenzen der Prozesse. Sie lassen sich durch Parameter wie Regressionskoeffizienten, Verzögerungszeiten und Retentionsgrößen quantitativ kennzeichnen.

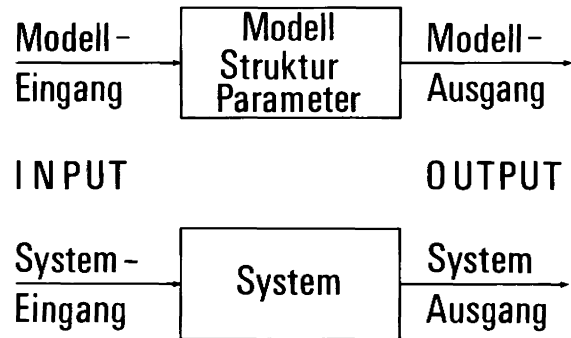


Abb. 2: System und Modell eines Einzugsgebietes

2.1 Input-Output-Modelle

Nach CLARKE (1973) lassen sich die in der Hydrologie zumeist angewandten Modelle zu vier Hauptgruppen zusammenfassen:

1. stochastisch-konzeptionelle Modelle,
2. stochastisch-empirische Modelle,
3. deterministisch-konzeptionelle Modelle,
4. deterministisch-empirische Modelle.

Jede Gruppe ist weiterhin zu untergliedern in lineare und nichtlineare Modelle im systemtheoretischen wie regressions-statistischen Sinne (CLARKE 1973: 2-3).

In stochastischen Modellen wird der Zufall explizit mit einbezogen, deterministischen Modellen liegen streng funktionale Verknüpfungen frei von Zufallsvariationen zugrunde.

Bei allen genannten Modellen handelt es sich um Input-Output-Modelle, da sie alle Systeme mit Eingang und Ausgang beschreiben.

Bei konzeptionellen Modellen richtet sich der strukturelle Aufbau nach den physikalischen, deterministischen und/oder stochastischen Eigenschaften des zugrundeliegenden Systems. Unter Berücksichtigung der Teilelemente Abflusaufteilung, Translation (Geschwindigkeit), Retention (Speicherung) und parametrische Gleichungen

für physikalische Beziehungen werden alle oder nur einige untereinander und mit den Eingangsgrößen verknüpft. Durch die Integration von Teilprozessen wird also die Synthese des komplexen hydrologischen Prozesses, der Abflußbildung aus Niederschlag angestrebt. Als Beispiel für solche konzeptionellen Niederschlag-Abfluß-Modelle ist das Stanford-Watershed-Modell von CRAWFORD & LINSLEY (1964) zu nennen.

Die stochastisch-empirischen und deterministisch-empirischen Modelle werden auch allgemein als Black-Box-Modelle bezeichnet (CLARKE 1973).

Zu ihnen zählt das bekannte Unit-Hydrograph- oder Einheitsganglinien-Verfahren (CHOW 1964: 14/1-54; SCHRÖDER 1969), bei dem von einer linearen Beziehung zwischen Niederschlag und Abfluß ausgegangen wird. In komplizierten Typen von Black-Box-Modellen wird der Zusammenhang zwischen Modell-Input und Modell-Output durch mathematische Funktionen wie etwa Kreuzkovarianz- und Kreuzkorrelationsfunktion beschrieben.

Beide Modellarten werden hier bei der Analyse der Beziehung zwischen Niederschlag und Wasserstandsänderung angewendet.

2.2 Vergleich der Beziehungen Niederschlag zu Abfluß und Niederschlag zu Wasserstandsänderungen von Seen

Niederschlag-Abfluß-Beziehungen in Modellen vom Typ des Einheitsganglinienverfahrens gehen von der Verknüpfung des sog. „wirksamen Niederschlags“ mit dem sog. „direkten Abfluß“ aus, wobei nach SCHRÖDER, R. (1969) dem komplexen System Einzugsgebiet das vereinfachte System „Eingabe-Speicherung-Antwort“ zugrunde gelegt werden kann.

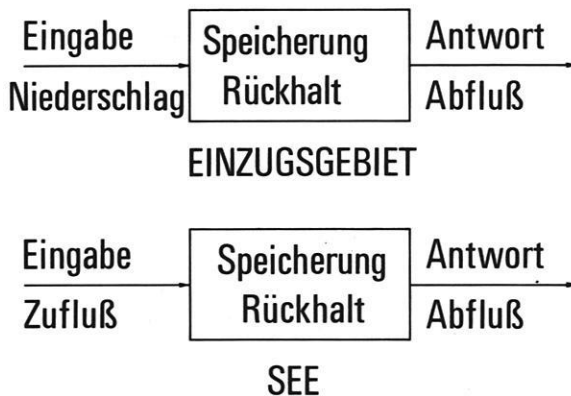


Abb. 3: Retentionssystem beim Einzugsgebiet und beim Seerückhalt (verändert nach SCHRÖDER, R., 1969).

Zwischen dem Rückhalt im Einzugsgebiet und dem Rückhalt im See besteht unter der Voraussetzung, daß der See mit Zufluß (Z) und Abfluß (A) ausgestattet ist, eine formale Analogie (Abb. 3).

Diese Analogie wird durch die Abb. 4 verdeutlicht, wenn auf konstante wirksame Dauerniederschläge als Eingabe ins System Einzugsgebiet bzw. auf konstante Dauerzuflüsse als Eingabe ins System See die Antworten in Form einer s-Ganglinie einander gegenübergestellt werden.

Im Rahmen dieser Untersuchung sind zwei Einzugsgebietstypen zu unterscheiden:

1. Einzugsgebiete, bei denen ein oberirdisch zu- und abflußloser See den Vorfluter bildet (Binnenentwässerungsgebiete).
2. Einzugsgebiete, bei denen der Abfluß des durchflossenen Sees den Ausgang des Einzugsgebietes darstellt.

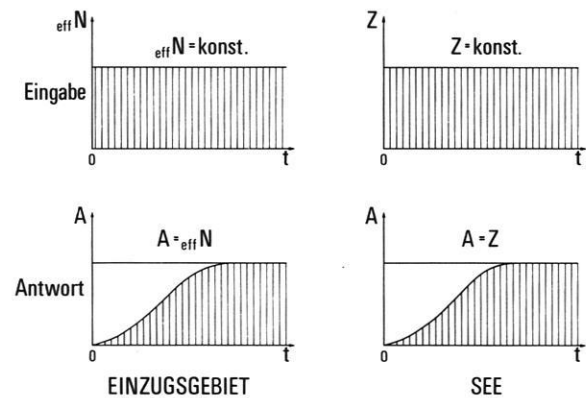


Abb. 4: Antwort auf einen konstanten wirksamen Dauerniederschlag (effN) bzw. konstanten Zufluß (Z) in Form einer s-Ganglinie für ein Einzugsgebiet bzw. beim Seerückhalt (A = Abfluß).

Für beide Typen gilt, daß die Wasserstandsänderung des Sees aus dem Zusammenwirken der Eingangsgrößen Niederschlag und Zufluß und der Ausgangsgrößen Verdunstung und Abfluß resultieren. Zufluß und Abfluß sind in Bezug auf den Vorfluter See als richtungsorientierte Größen des Abflusses aus dem Einzugsgebiet heraus zu verstehen.

Im Fall des durchflossenen Sees entspricht dem komplexen System „Einzugsgebiet mit See“ das vereinfachte System „Eingabe-Speicher-Ausgabe“ weitgehend der

Abb. 3, während dem System „oberirdisch zu- und abflußloser See“ das Eingabe-Speicher-Antwort-System in folgender Form zugrundezulegen ist (Abb. 5):

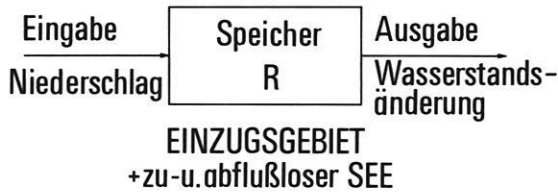


Abb. 5: Das System Einzugsgebiet mit einem oberirdisch zu- und abflußlosen See als Vorfluter.

Konstant wirksame Dauerniederschläge als Eingabe in dieses System haben als Antwort eine Ganglinie zur Folge, die nach einem s-förmigen Anstieg kontinuierlich weiter ansteigt (Abb. 6):

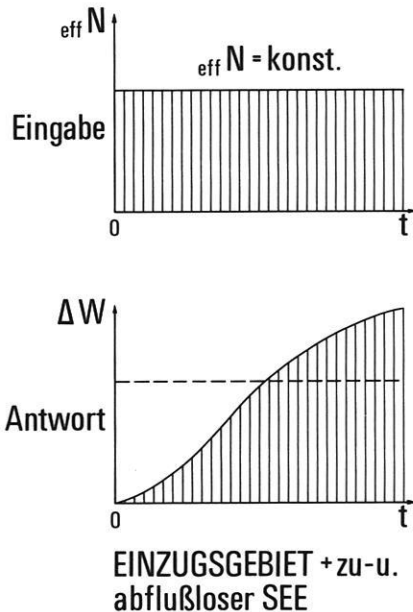


Abb. 6: Antwort auf einen konstanten wirksamen Dauerniederschlag ($effN$) in Form einer steigenden s-Ganglinie für ein Einzugsgebiet mit einem oberirdisch zu- und abflußlosen See als Vorfluter ($\Delta W =$ Wasserstandsänderung).

Je nach Anteil des Sees an der Gesamtfläche des Einzugsgebietes hat die Steigung der Ganglinie ein anders Maß. Der Anteil des Gebietsniederschlags, der auf den See fällt, bewirkt unmittelbar eine mit dem Niederschlag synchron verlaufende Erhöhung des Wasserstandes um diesen Betrag des effektiven Niederschlages. Der anfangs s-förmige Kurvenanstieg ist aus dem zeitlich verzögert einsetzenden Zufluß aus dem umgebenden Einzugsgebiet zu erklären.

2.3 Wasserkreislaufmodelle und Wasserhaushaltsgleichungen

Der Transformationsprozeß in einem Einzugsgebiet vom Niederschlag bis zum Abfluß kann vereinfacht und übersichtlich im Sinne der Systemtheorie in kybernetischen Modellen formuliert und graphisch dargestellt werden. Das Modell des Wasserkreislaufs eines Niederschlagsgebietes ist in Abb. 7 in Form eines Strukturplanes in Anlehnung an CHORLEY & KENNEDY (1971) und FRÄNZLE (1976) entworfen worden. Die an diesem Transformationsprozeß beteiligten einzelnen Systemgrößen (Systemvariablen) und ihre Verknüpfungen untereinander lassen sich durch mathematische und physikalische Beziehungen z. B. in Form von Gleichungen beschreiben und kennzeichnen. Eine physikalisch begründete Aufgliederung des komplexen Transformationsprozesses kann allerdings nur bei ausreichender Kenntnis aller wesentlich beteiligten Einzelgrößen und Teilprozesse und der sie steuernden und beeinflussenden Gebietsfaktoren durchgeführt werden.

Für Einzugsgebiete gilt für lange Zeiträume die allgemeine Form der Wasserhaushaltsgleichung

$$\bar{N} = \bar{V} + \bar{A} \quad (1)$$

Bei der Betrachtung kurzer Zeiträume muß die Änderung der Speicherung (Vorratsänderung) im Einzugsgebiet berücksichtigt werden, so daß die Gl. (1) durch den Term ΔR erweitert werden muß:

$$N = V + A \pm \Delta R \quad (2)$$

Der Gesamtwasservorrat (R) eines Einzugsgebietes setzt sich aus den Speicherkomponenten der verschiedenen Teilsysteme zusammen (vgl. Abb. 7), die zeitlichen Veränderungen unterliegen.

$$R = I + S_o + S_b + S_m + G + W \quad (3)$$

mit

- I Speicherung an der Oberfläche der Vegetation (Interzeption)
- S_o Speicherung an der Bodenoberfläche in Mulden
- S_b Speicherung im durchwurzelteten Boden (Bodenfeuchte)
- S_m Speicherung im ungesättigten Bodenbereich unter der Wurzelzone (Bodenfeuchte)
- G Speicherung im gesättigten Bereich (Grundwasser)
- W Speicherung im Oberflächengewässer.

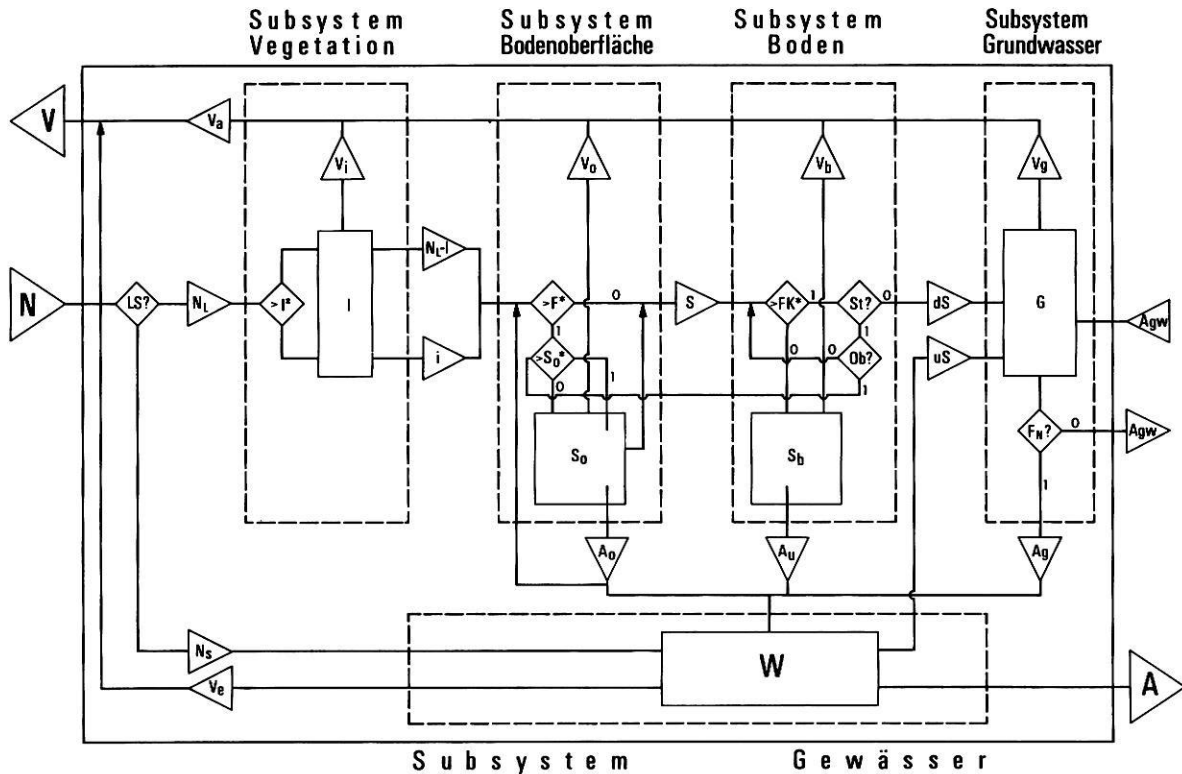


Abb. 7: Strukturplan des Wasserkreislaufs in einem Einzugsgebiet (in Anlehnung an CHORLEY & KENNEDY 1971 und FRÄNZLE 1976) mit den Subsystemen Vegetation, Bodenoberfläche, Boden, Grundwasser und Gewässer.

Regulatoren

LS?	Niederschlag über Land (N_L) oder offenem Gewässer (nS)?
I^*	Interzeptionskapazität
F^*	Infiltrationskapazität
S_o^*	Oberflächenspeicherkapazität
FK^*	Bodenfeuchtespeicherkapazität
$St?$	Staunisse im oberen Bodenraum?
$OB?$	Staunisse bis an die Bodenoberfläche?
$FN?$	Verbleib im Einzugsgebiet?

V_a	Landverdunstung (AET, Evapotranspiration)
V_e	Verdunstung von offenen Gewässern (Evapotranspiration)
V_i	Verdunstung von Oberflächen der Vegetation (Evapotranspiration)
V_o	Verdunstung von der Bodenoberfläche (Evapotranspiration)
V_b	Verdunstung aus dem Boden (Evapotranspiration)
V_g	Verdunstung aus dem Grundwasser (Evapotranspiration)

Speicher

I	Interzeptionsspeicher
S_o	Oberflächenspeicher
S_b	Bodenfeuchtespeicherung im durchwurzelten und ungesättigten Bodenraum oberhalb des Grundwassers
G	Grundwasserspeicher
W	Gewässerspeicher

i	Stammablauf
S	Infiltration (Versickerung) in den Boden
dS	Versickerung (Perkolations) im Bodenraum oberhalb des Grundwassers
uS	Versickerung von offenen Gewässern ins Grundwasser

Ein- und Ausgänge

N	Gesamt-Niederschlag im Einzugsgebiet
N_L	Niederschlag über Land
N_S	Niederschlag über Gewässer
V	Gesamt-Verdunstung (Evapotranspiration)

A	Gesamt-Abfluß
A_o	Oberflächenabfluß, Oberflächenspülung (unconcentrated surface runoff, overland flow)
A_u	unterirdischer Abfluß, Zwischenabfluß (interflow)
A_g	grundwasserbürtiger Abfluß (base flow, base runoff), Grundwasserabfluß in den Vorfluter (groundwater runoff)
Agw	Grundwasserabfluß in benachbarte Einzugsgebiete und Tiefenversickerung (deep basin outflow)

Nomenklatur in Anlehnung an v. T. CHOW(1964), MENDEL & UBELL (1973), RICHTER & LILICH (1975), CHORLEY & KENNEDY (1971).

Für die Grundwasservorratsänderung ΔG gilt:

$$\Delta G = S - Ag - Agw \quad (4)$$

mit:

- S Versickerung
- Ag Grundwasserabfluß, Basisabfluß erscheint im Vorfluter des FE
- Agw Grundwasserabfluß aus dem Einzugsgebiet heraus, Tiefenversickerung.

Im Hinblick auf den oberirdischen Abfluß und das Abflußgeschehen ist der sog. wirksame Niederschlag $effN$ von Bedeutung, der den Anteil des Gebietsniederschlags umfaßt, der nicht in der Vegetation, an der Bodenoberfläche oder im Boden gespeichert wird und nicht verdunstet, sondern nur schwach verzögert zum Vorfluter gelangt.

$$effN = N - Va - Ve \pm \Delta So \pm \Delta Sb \quad (5)$$

mit:

- N Gebietsniederschlag
- Va Gesamtverdunstung (Evapotranspiration) der Landfläche, Summe der Verdunstungskomponenten der Teilsysteme nach Abb. 7
- Ve Verdunstung (Evaporation) der Wasserfläche (Gerinne, Seen)
- ΔSo Wasservorratsänderung an der Bodenoberfläche
- ΔSb Bodenfeuchtevorratsänderung.

Dabei ist Va die Summe der Verdunstungskomponenten der Teilsysteme nach Abb. 7:

$$Va = Vi + Vo + Vb + Vg \quad (6)$$

mit:

- Vi Verdunstung (Evaporation) von den Oberflächen der Vegetation
- Vo Verdunstung (Evaporation) von der Bodenoberfläche
- Vb Verdunstung (Evapotranspiration) aus dem Boden
- Vg Verdunstung (Evapotranspiration) aus dem Grundwasser.

Aus den Gleichungen der verschiedenen Teilsysteme nach Abb. 7 (vgl. u. a. CHOW 1964, HERRMANN 1977, KELLER 1962, MENDEL 1974, RICHTER & LILICH 1975, SCHRÖDER 1969) des Wasserkreislaufs und deren funktionaler Verknüpfungen gilt für ein Einzugsgebiet die erweiterte Wasserhaushaltsgleichung:

$$N = Vi + Vo + Vb + Vg + Ve + Ao + Au + Ag + Agw \pm \Delta So \pm \Delta Sb \pm \Delta G \pm \Delta W \quad (7)$$

Die Realisierung dieser Gleichung mittels konkreter Meßwerte wird nur in Ausnahmefällen möglich sein. Insbesondere die Differenzierung und Erfassung der einzelnen Verdunstungs- und Abflußkomponenten scheidet in der Regel an meßtechnischen Problemen.

2.4 Die Beziehung zwischen Niederschlag und Wasserstandsänderung in oberirdisch zu- und abflußlosen Seen

In Einzugsgebieten, in denen ein oberirdisch zu- und abflußloser See den Vorfluter bildet, erfolgt der Umsatz des Niederschlags nicht in der gewöhnlichen Dreiteilung Verdunstung (V), oberirdischer Abfluß (Ao) und unterirdischer Abfluß (Au), da das Wasser die Hohlform oberirdisch nicht verlassen kann. Für solche Seen gilt langfristig

$$N = V + Au.$$

Unter den kurzperiodisch möglichen Bedingungen $N > V + Au$ und $N < V + Au$ ergeben sich für die Wasserstandsänderung (ΔW) bzw. die Rücklage (ΔR) oberirdisch zu- und abflußloser Seen entsprechend folgende Gleichung:

$$\pm \Delta W = N - V - Au \quad (8)$$

Langfristig stellt sich aufgrund der Umland-See-Beziehung für den Seespiegel ein Gleichgewichtszustand ein: $\Delta W = 0$, wenn $Ns + \text{Zufluß} = Ve + \text{Abfluß}$.

Ein schematisches Querprofil (Abb. 8) durch das Einzugsgebiet eines oberirdisch zu- und abflußlosen Sees macht die hydrologischen Umland-See-Beziehungen deutlich.

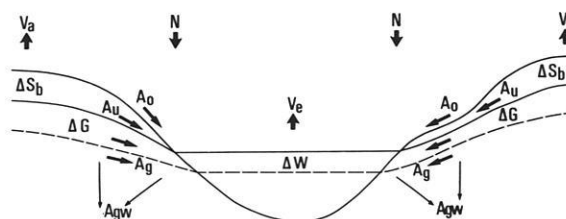


Abb. 8: Schematisches Querprofil durch ein Niederschlagsgebiet mit einem oberirdisch zu- und abflußlosen See und Darstellung der wichtigsten Wasserhaushaltsgrößen.

3. Das Niederschlagsgebiet Blunker See als Modellfall wechselseitiger Umland-See-Beziehungen

Der Fragestellung nach dem raum-zeitlich bestimmten Verhalten des Gebietswasserhaushalts in verschiedenen Einzugsgebieten der Jungmoränenlandschaft des östlichen Hügellandes Schleswig-Holsteins geht von der Baisishypothese aus, daß zwischen Niederschlagshöhe und Wasserstandsänderungen von Seen Beziehungen bestehen, die summarisch über das zeitliche Verhalten der Transformationsprozesse im Einzugsgebiet Auskunft geben.

Diese Input-Output-Beziehung entspricht einem Black-Box-Modell. Zur Aufhellung und qualitativen wie quantitativen Kennzeichnung der in dieser „Black-Box“ ablaufenden hydrologischen Transformationsprozesse werden die in der Zeit von 1972 bis 1976 im Niederschlagsgebiet des oberirdisch zu- und abflußlosen Blunker Sees von mir durchgeführten Untersuchungen herangezogen.

Der Vorzug dieses Untersuchungsgebietes besteht darin, daß sich in den Wasserstandsänderungen weitestgehend ungestört das Zusammenwirken aller hydrologischen Teilprozesse widerspiegelt. Da jedoch die Mehrzahl der in diese Untersuchung einbezogenen Niederschlagsgebiete von Seen durch einen definierten oberirdischen Abfluß gekennzeichnet ist, stellt sich zwingend die Frage nach der Übertragbarkeit der an einem Binnenentwässerungsgebiet gewonnenen Ergebnisse auf die anderen Untersuchungsobjekte.

Die im Niederschlagsgebiet des Blunker Sees durchgeführten Untersuchungen verfolgen zwei Ziele:

1. Qualitative und quantitative Erfassung des Wasserhaushalts eines kleinen oberirdisch zu- und abflußlosen Niederschlagsgebietes.
2. Erfassung landschaftsspezifischer Wechselwirkungsgefüge hydrologischer Teilprozesse, Messung und Ableitung möglichst vieler Wasserhaushaltsgrößen, die zwar nicht im einzelnen, wohl aber größenordnungsmäßig auf benachbarte Gebiete übertragbar und mit in anderen Untersuchungen in anderen Gebieten erzielten Ergebnissen zu vergleichen sind.

3.1 Beschreibung des Niederschlagsgebietes Blunker See

Der in nordwestlich-südöstlicher Richtung langgestreckte Blunker See mit einer je nach Wasserstand größten Tiefe von 9 bis 10 m liegt im Bereich des maximalen würmzeitlichen Eisvorstoßes. Die geologischen Querprofile durch das Seebecken und umgebende Gebiete (Abb. 9) zeigen, wie auch die nach Echolot-Registrierungen (MÜLLER 1975) angelegte Tiefenkarte des Sees, deutlich dessen Asymmetrie. Ohne eine breitere flache Uferzone steigen die Hänge längs des Sees auf der NE-Seite um 22 bis 25 m mit bis zu 10° Gefälle über das Seeniveau an, auf der SW-Seite nur um 14 bis 15 m und durchweg weniger steil. Die primär flachen Enden des Sees unterliegen einer seit langer Zeit andauernden Verlandung.

Die Entstehung des Beckens des Blunker Sees geht auf das Zurückbleiben eines Eiskörpers in einer vorhandenen Hohlform durch Totfallen eines nach Westen gerichteten Eisvorstoßes zurück. Bis zum endgültigen Niedertauen im Postglazial blieben diese Toteismassen erhalten, da sie in der dem Vorstoß folgenden Stillstands- oder Rückzugsphase durch sandige und kiesige Sedimente überschüttet wurden. In Hohlformen zwischen Moränenmaterial und Toteis kam es während dieser Schüttungsphase zum Absatz von feinsandigen, schluffigen und schluffig-tonigen Beckensedimenten. Ein neuerlicher Eisvorstoß überfuhr alle diese Sedimente bis wenig nach Westen über den heutigen Blunker See hinaus und hinterließ nach dem Tieftauen des wiederum totfallenden Eises eine unterschiedlich mächtige lehmige bis steinig-sandige Moränendecke, die zahlreiche Windkanter enthält. Stellenweise wird sie von ebenfalls unterschiedlich mächtigen sandigen Ablagerungen überdeckt, die als lokal begrenzte Auswaschungsschüttungen während der Abschmelzphase dieses Vorstoßes zu denken sind.

Die Gestaltung der heutigen Oberfläche erfolgte im wesentlichen durch Nachsackungen des nach GRIPP (1964: 280) in Schleswig-Holstein bis ins Präboreal/Boreal an-

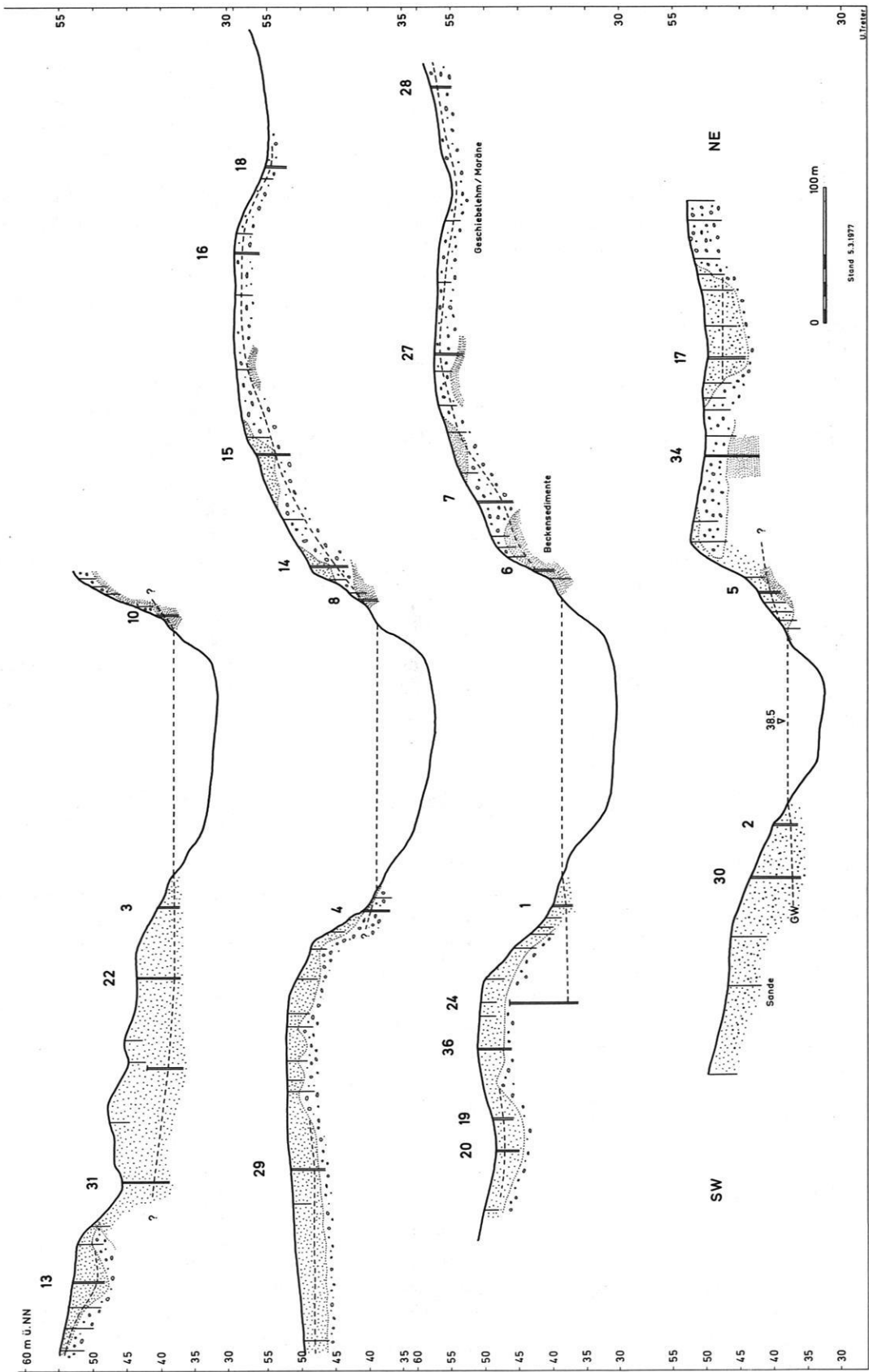


Abb. 9: Geologische Querprofile durch das Blunker See-Gebiet mit Lage und Nummern der Grundwasserbrunnen (vgl. Abb. 25).

dauernden Tieftauens des im Untergrund liegenden Toiteises. Neben der großen Hohlform des Blunker Sees präsentiert sich das im Nordwesten unmittelbar an den See anschließende Gelände als besonders toteisgeprägt. Auf der NE-Seite konnten diese Nachsackungserscheinungen in orientierten Bohrungen am Schichtfallen der Beckensedimente bis 45° nachgewiesen werden.

Eine zeitliche Einordnung der aus den Geländebefunden abgeleiteten einzelnen Entwicklungsphasen lag weder im Bereich der Fragestellung noch in den Möglichkeiten dieser Arbeit.

Durch solifluidale Vorgänge und durch Auffüllung von tiefen abflußlosen Hohlformen mit bis zu 4 m mächtigen kolluvialen und organischen Sedimenten trat eine gewisse Nivellierung der Oberfläche ein, die – begünstigt durch die landwirtschaftliche Nutzung – bis heute in geringerem Umfang andauert.

Entsprechend dem auf engem Raum stark wechselnden Substrat und den unterschiedlichen Grundwasserverhältnissen variieren die Bodentypen. So finden sich auf den besonders im westlichen Teil des Niederschlagsgebietes weit verbreiteten Sanden vorzugsweise Braunerden, während die weitgehend auf den östlichen Teil beschränkten staunassen Geschiebelehne und feinkörnige Sedimente (vgl. Abb. 9), wie auch die grundwassernahen Standorte durch Pseudogleye und Gleye gekennzeichnet sind.

Das etwa 106 ha große Niederschlagsgebiet wird vorwiegend landwirtschaftlich als Ackerland mit wechselnden Fruchtfolgen und als Weidegrünland genutzt. Fichtenaufforstungen sind auf den sandigsten Böden angelegt. Die vom Seeufer meist steil aufsteigenden Hänge sind von Laubbaum-Gehölzen und Gebüsch bewachsen. Nur an drei Stellen reicht Weidegrünland auf flachen Hangabschnitten zum See heran (vgl. Abb. 10).

Die Klima- und Wasserhaushaltsgrößen des Gebietes werden in den folgenden Kapiteln ausführlich im einzelnen dargestellt.

3.2 Niederschlag

Für den gesamten Wasserhaushalt eines Niederschlagsgebietes sowie für dessen hydrologische Teilprozesse stellt der atmosphärische Niederschlag die wichtigste Eingangsgröße dar.

Die Diskussion der Methoden der im Untersuchungsgebiet durchgeführten Niederschlagsmessungen wird daher – auch hinsichtlich der Bewertung und Beurteilung der vom Deutschen Wetterdienst, Wetteramt Schleswig, zur Verfügung gestellten Niederschlagswerte insbesondere für andere Niederschlagsgebiete – hier vergleichsweise breit geführt.

Zur Erreichung möglichst genauer Niederschlags- erfassung ist ein hinreichend dichtes Meßnetz eine wesentliche Voraussetzung, um einerseits die raum-zeitliche Variabilität und andererseits eine ausreichend große Anzahl von Meßstandorten in eine Gebietsmittelung einbeziehen zu können.

Die Genauigkeit der punktuellen einzelnen Messung wird durch eine Reihe von Faktoren unterschiedlichen Gewichtes beeinflusst. In den Arbeiten von EGGELSMANN (1962), FRIEDRICH (1961), GRUNOW (1956), H. HAASE (1958), HAUDE (1951), KARBAUM (1969), KREUTZ (1952) u. a. konnte nachgewiesen werden, daß die Niederschlagsmessungen durch Benetzungs- und Verdunstungsverluste im und am Meßgerät und vor allem durch den Windeinfluß beeinträchtigt und verfälscht werden. Der Umfang windbedingter Fehlbeträge ist abhängig von der Windgeschwindigkeit, Aufstellhöhe über Grund und dem natürlichen Windschutz des Standortes. Zwischen Winter- und Sommerhalbjahr sind deutliche Verschiebungen in der Größe und Bedeutung der einzelnen Komponenten zu verzeichnen (nach KARBAUM 1969).

Tab. 1: Verlustgrößen bei der Niederschlagsmessung in % der „tatsächlichen“ Niederschläge nach KARBAUM (1969)

	Verluste durch			zu- sammen
	Ver- dunstung	Be- netzung	Wind- einfluß	
Jahr	2,8	11,8	8,0	22,6 %
Sommerhalbjahr	4,4	17,0	3,0	24,6 %
Winterhalbjahr	1,2	6,5	13,0	20,7 %

Im Winterhalbjahr bewirkt der Windeinfluß infolge der in dieser Jahreszeit durchschnittlich höheren Windgeschwindigkeiten einen deutlichen Fehlbetrag in der üblichen Niederschlagsmessung. Im Sommerhalbjahr ergeben sich vor allem Benetzungsverluste aufgrund der höheren Temperatur und andersartigen Niederschlagsstruktur (Tab. 1).

LANDNUTZUNG 1975

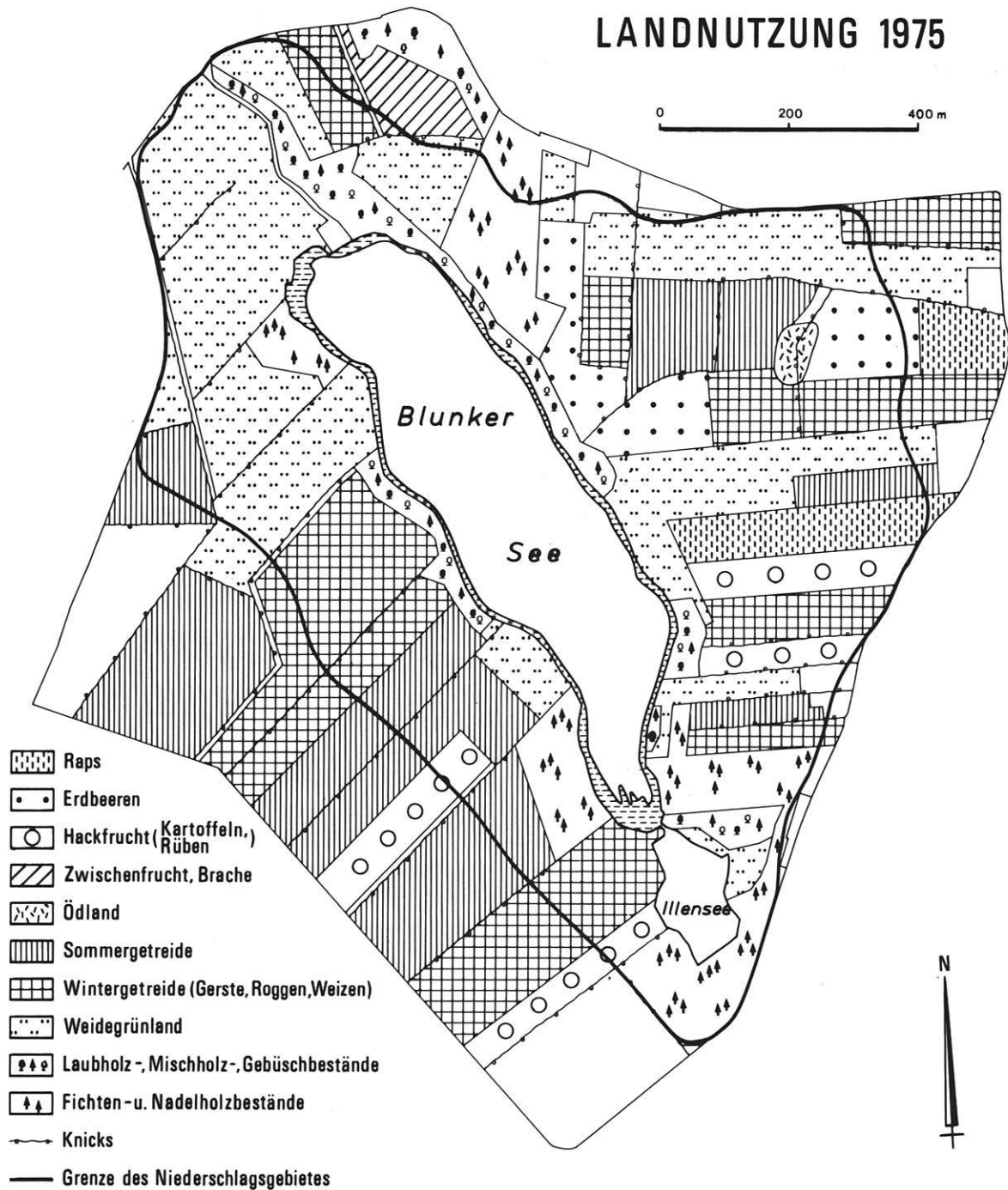


Abb. 10: Karte der Landnutzung für die Vegetationsperiode 1975 des Blunker See-Gebietes.

Im Untersuchungsgebiet Blunker See wurde in der Zeit von 1972 bis 1976 ein den besonderen Fragestellungen des Untersuchungsprogramms angepaßtes Niederschlagsmeßnetz eingerichtet. Es umfaßte für kürzere Meßperioden zusammen bis zu 105 Meßstellen. Lage, Art und Aufstellung der Dauermeßstellen ist der Übersichtskarte des Blunker See-Gebietes (Abb. 11) zu entnehmen.

3.2.1 Ermittlung des Freilandniederschlages

Zur Erfassung des Freiland-Niederschlages wurden 3 bzw. zeitweise 4 unbeheizbare Regenschreiber nach Hellmann mit 7-Tage-Trommelumlauf und 25 Regenmesser nach Hellmann mit 100 cm² Auffangfläche, die wöchentlich abgelesen wurden, eingesetzt. Sie wurden so im Gelände verteilt und aufgestellt, daß mög-

lichst viele der nach topographischer Lage, Exposition und Horizontabdeckung sehr verschiedenen Standorte erfaßt werden konnten.

Die im Untersuchungsgebiet seitens des Landesamtes für Wasserhaushalt und Küsten, Schleswig-Holstein, in Kiel (LWK Kiel) in Verbindung mit der Messung des Seewasserstandes seit 1966 durchgeführten Niederschlagsmessungen mit einem Hellmann-Regenmesser mit 200 cm² Auffangfläche und täglicher Ablesung standen ebenfalls zur Verfügung (Regenmesser 40 in der Übersichtskarte Abb. 11).

Die mit unterschiedlichen Meßeinrichtungen und unterschiedlichen Meßintervallen erzielten Meßergebnisse mußten vor einer Verwendung zur Ermittlung des Gebietsniederschlags hinsichtlich ihrer Vergleichbarkeit untereinander geprüft werden.

Bei einem Vergleich der Wochenwerte zwischen Regenschreibern mit 200 cm² Auffangfläche in 1,0 m Höhe und in 3 bis 5 m Entfernung davon aufgestellten Regenmessern mit 100 cm² in 0,5 m Höhe ergeben sich anhand der in Tabelle 2 zu Halbjahreswerten zusammengefaßten Wochenwerte insbesondere für den Standort III/35 in einer allseits geschützten Muldenlage Unterschiede, die die Ergebnisse zahlreicher Untersuchungen (vgl. u. a. KARBAUM 1969) bestätigen: Auffangflächen in Bodennähe weisen stets größere Niederschlagsmengen auf als höher gelegene. Unter Berücksichtigung der Tatsache, daß die Auffangfläche des bodennahen Regenmessers um die Hälfte kleiner ist als die des Regenschreibers und daß der über eine Woche gesammelte Niederschlag im Regenmesser Verdunstungsverlusten unterworfen ist, kann die Differenz zu der mit dem Regenschreiber ermittelten Niederschlagsmenge noch etwas höher angesetzt werden.

Für die Winterhalbjahre liegen die Regenmesserwerte durchschnittlich über denen der Regenschreiber, was den in dieser Jahreszeit verstärkt wirksamen Wind einfluß hervorhebt. Aus der Tabelle 2 läßt sich ferner ableiten, daß die Lage der Meßstelle für den Wirkungsgrad der Faktoren Größe und Höhe der Auffangfläche, Verdunstungsverlust und Windeinfluß von gewisser Bedeutung sein muß, ohne daß sich der Umfang der Einzelgrößen bei den hier verwendeten Meßverfahren im einzelnen nachweisen läßt.

Tab. 2: Vergleich zwischen den mit Regenschreibern (I–III mit 200 cm² Auffangfläche in 1,0 m Höhe) und Niederschlagsmessern (5, 15, 35 mit 100 cm² Auffangfläche in 0,5 m Höhe) am gleichen Standort gemessenem Niederschlag für Halbjahre. Der Unterschiedsbetrag ist in % des Regenschreiberbetrages angegeben.

Standort (vgl. Abb. 11) Regenschreiber– Regenmesser	So	Wi	So	Wi	So
	1973	73/74	1974	74/75	1975
I – 15	–1	+ 5	+2	+6	+1
II – 5	–2	+10	–3	+7	–2
III – 35	–	–	+6	+3	+3

Da sich die Ermittlung des Freiland-Gebietsniederschlags weitgehend auf die Messungen mit den 100 cm²-Regenmessern stützen soll, ist eine Überprüfung dieser Werte hinsichtlich ihrer Verwendbarkeit und Aussagekraft erforderlich.

Die über alle Regenmesser gemittelten Wochenwerte weisen je Meßintervall unterschiedlich hohe Streuungen auf. Der Variationskoeffizient $V = \frac{s}{\bar{x}} \cdot 100$, der die Standardabweichung in % des arithmetischen Mittels angibt, beträgt im Durchschnitt des Untersuchungszeitraumes vom Mai 1973 bis Oktober 1975 $V = 13$ und ist damit nach SACHS (1972: 205) mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 95 % signifikant. Die Wochensummen mit Niederschlagsmengen unter 1,5 mm, die vornehmlich in Sommermonaten häufig sind, sind mit $V > 30$ nicht signifikant.

Aus der für die Sommer- und Winterhalbjahre unterschiedlichen Niederschlagsstruktur mit einem für den Sommer vergleichsweise hohen Anteil an kurzandauernden Niederschlagsereignissen geringer Intensitäten (vgl. Tabellen 3a bis 3 d der Niederschlagsstruktur) ergeben sich in Verbindung mit lage- und expositionsbedingten unterschiedlichen Benetzungs- und Verdunstungsverlusten Erklärungsmöglichkeiten für die größere Streuung der Variationskoeffizienten in den Sommerhalbjahren.

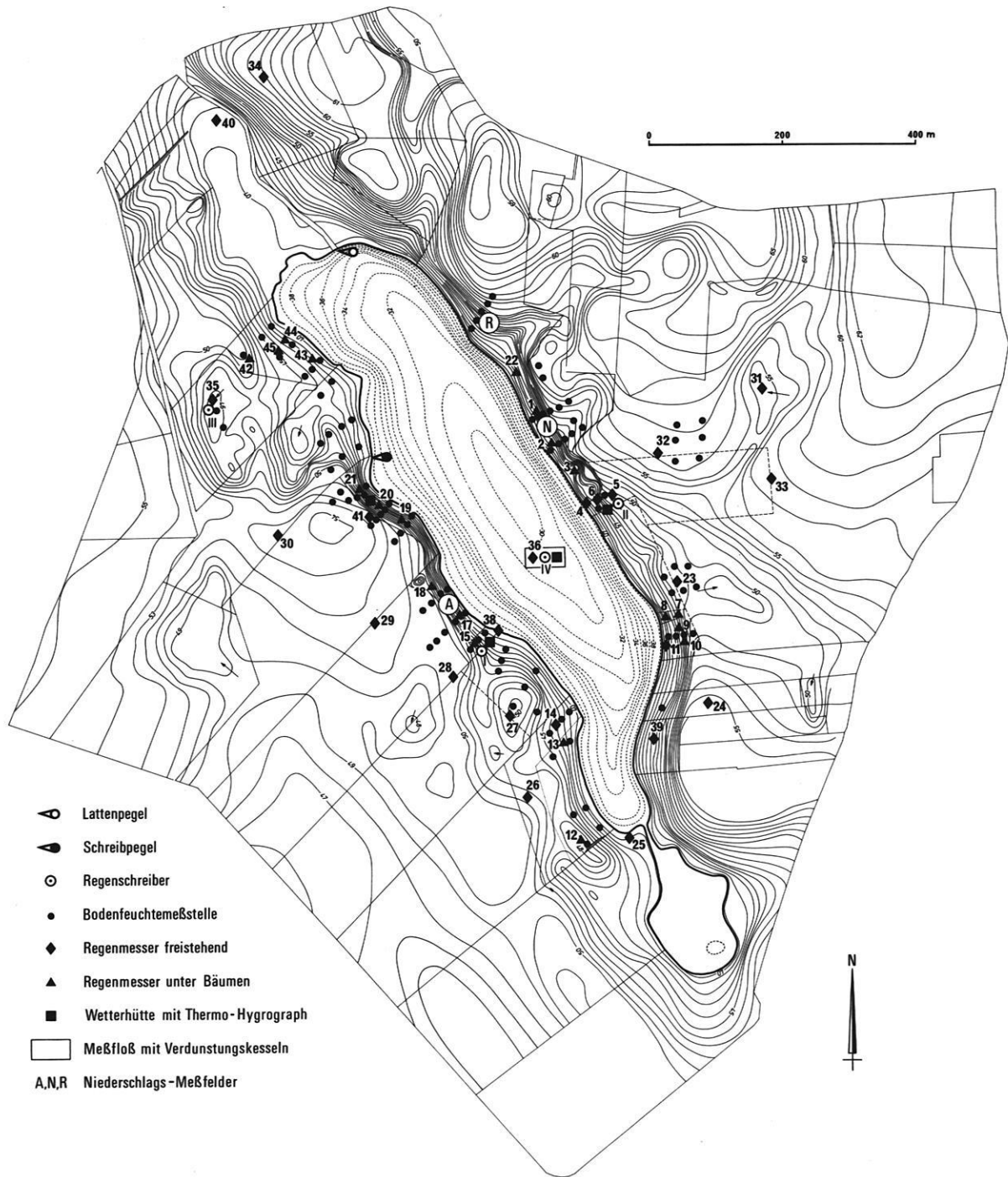


Abb. 11: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes Blunker See und Lageplan der Niederschlags- und Bodenfeuchtemeßstellen, der Klimahütten und der Wasserstandspegel. Der Höhenlinienplan wurde nach eigenen Vermessungen erstellt (vgl. Abb. 25).

Tab. 3: Niederschlagsstruktur im Niederschlagsgebiet Bunker See für die vier hydrologischen Halbjahre Winter 1973/74 bis Sommer 1975 ermittelt anhand der Aufzeichnungen der Regenschreiber I–III. Häufigkeit in den Intensitätsklassen (nach ANIOL 1971) in % der Gesamtzahl der Niederschlagsereignisse.

3a: Winterhalbjahr 1973/74 mit 173 Niederschlagsereignissen

Dauer Min.	Niederschlag in mm							Σ
	0,1-0,6	0,7-1,2	1,3-3	3,1-6	6,1-12	12,1-24	>24	
≤ 15	20,8	4,0	0,6	–	–	–	–	25,4
16- 30	6,4	3,5	1,2	–	–	–	–	11,1
31- 60	8,1	4,0	1,7	0,6	–	–	–	14,4
61-120	7,5	4,6	6,9	1,2	–	–	–	20,2
121-240	1,7	–	4,0	4,0	2,3	–	–	12,0
241-480	1,7	0,6	0,6	4,0	1,7	–	–	8,6
481-960	0,6	0,6	–	2,9	0,6	0,6	–	5,3
> 960	0,6	–	–	–	0,6	1,2	0,6	3,0
Σ	47,4	17,3	15,0	12,7	5,2	1,8	0,6	100,0

3b: Sommerhalbjahr 1974 mit 237 Niederschlagsereignissen

Dauer Min.	Niederschlag in mm							Σ
	0,1-0,6	0,7-1,2	1,3-3	3,1-6	6,1-12	12,1-24	<24	
≤ 15	26,2	3,4	2,5	1,3	–	–	–	33,4
16- 30	6,8	1,7	2,5	0,8	–	–	–	11,8
31- 60	9,7	3,4	2,1	2,1	0,8	–	–	18,1
61-120	5,9	2,5	3,4	1,7	–	–	–	13,5
121-240	2,1	1,7	3,8	1,3	1,7	–	–	10,6
241-480	2,5	–	0,8	4,3	1,7	–	–	9,3
481-960	0,4	–	0,8	1,3	0,4	0,4	–	3,3
> 960	–	–	–	–	–	–	–	–
Σ	53,6	12,7	15,9	12,8	4,6	0,4	–	100,0

3c: Winterhalbjahr 1974/75 mit 225 Niederschlagsereignissen

Dauer Min.	Niederschlag in mm							Σ
	0,1-0,6	0,7-1,2	1,3-3	3,1-6	6,1-12	12,1-24	>24	
≤ 15	17,8	1,3	–	0,4	–	–	–	19,5
16- 30	13,3	1,0	1,0	–	–	–	–	15,3
31- 60	12,4	3,6	1,8	0,4	–	–	–	18,2
61-120	7,1	2,7	3,1	1,0	–	–	–	13,9
121-240	3,1	4,9	8,4	1,3	0,4	–	–	18,1
241-480	0,4	–	1,8	3,6	2,2	0,4	–	8,4
481-960	0,4	–	1,3	1,3	1,8	1,0	–	5,8
> 960	–	–	–	0,4	0,4	–	–	0,8
Σ	54,5	13,5	17,4	8,4	4,8	1,4	–	100,0

3d: Sommerhalbjahr 1975 mit 143 Niederschlagsereignissen

Dauer Min.	Niederschlag in mm							Σ
	0,1-0,6	0,7-1,2	1,3-3	3,1-6	6,1-12	12,1-24	>24	
≤ 15	25,2	4,2	0,7	–	–	–	–	30,1
16- 30	13,2	2,8	2,1	0,7	–	–	–	18,8
31- 60	6,3	1,4	3,5	2,1	–	–	–	13,3
61-120	9,1	2,1	–	2,1	2,1	–	–	15,4
121-240	3,5	0,7	4,2	2,1	2,1	–	–	12,6
241-480	2,8	–	0,7	–	1,4	–	–	4,9
481-960	2,1	–	0,7	0,7	–	0,7	–	4,2
> 960	–	–	–	–	–	0,7	–	0,7
Σ	62,2	11,2	11,9	7,7	5,6	1,4	–	100,0

Um die Aufstellungsstandorte ermitteln zu können, die hinsichtlich der gesamten Streubreite der je Zeiteinheit (Woche, Monat, Halbjahr) gemessenen Niederschläge als „repräsentativ“ für das Niederschlagsgebiet einzuschätzen sind, wurde für jedes Meßintervall (Woche) der Mittelwert (MW) und die Standardabweichung (S) aller freistehenden Regenmesser berechnet. Die einzelnen Regenmesserwerte wurden dann für jedes Meßintervall einer der folgenden Wertgruppen zugeordnet:

1. $\cong MW + S = MAX$
2. $MW = MIT$
3. $\cong MW - S = MIN$

Die Häufigkeit der Zuweisung in diese Gruppen wird für jede Meßstelle ermittelt und in Prozent der maximal möglichen, d. h. bezogen auf die Gesamtzahl der Ableisungen je Halbjahr, ausgedrückt. Damit ist ein quantitatives Merkmal zur Kennzeichnung des Standortes im Wechsel des Windfelds gegeben.

Anhand der Niederschlagssummen der hydrologischen Halbjahre Winter 1973/74, Sommer 1974, Winter 1974/75 und Sommer 1975 als Merkmale (vgl. Tab. 4) wurden die freistehenden Regenmesser unter Verwendung des Verfahrens der Distanzgruppierung klassifiziert. (Es wurde das Programm DISGRU von D. STEINER, Geograph. Inst. Univ. Zürich, benutzt, das am Geogr. Inst. Univ. Kiel verfügbar ist.)

Tab. 4: Halbjahressummen der Niederschläge der freistehenden Regenmesser (vgl. Abb. 11)

Nr. Regen- messer-	Lage und Exposition	Winter 1973/74	Sommer 1974	Winter 1974/75	Sommer 1975
4	Ufer, SW	317	415	400	215
5	Oberhang, SW	264	386	334	204
11	W-Ufer	280	377	323	160
14	Fichten- schonung	357	453	456	226
15	Mittelhang	342	452	508	242
23	Kuppe	304	399	393	209
25	Ufer, Mulde	335	456	426	222
26	Fichten- schonung	339	452	446	285
27	Kuppe	326	410	364	203
28	Knick, Kuppe	324	401	303	196
29	Knick, Kuppe	288	409	350	214
30	Knick, Kuppe	295	414	369	213
31	Mulde	341	444	439	225
32	Kuppe	322	409	390	213
33	Kuppe	333	406	418	216
34	Kuppe	304	399	360	205

Winter 1973/74: 3. 11. 73 bis 4. 5. 74
 Sommer 1974: 5. 5. 74 bis 4. 11. 74
 Winter 1974/75: 5. 11. 74 bis 4. 5. 75
 Sommer 1975: 5. 5. 75 bis 3. 11. 75

Das Verfahren der Distanzierungsgruppierung berechnet die optimale Gruppierung von Punkten in einem mehrdimensionalen Raum nach dem Prinzip des kleinsten Gruppendifferenzwachses. Als Ähnlichkeitsmaß oder Unähnlichkeitsmaß dient die (quadrierte) euklidische Distanz. Die Distanzgruppierung ist ein hierarchisches Klassifikationsverfahren, in dem ausgehend von einer Distanzmatrix aller Punkte auf jeder Fusionsstufe Objekte und/oder Klassen vereinigt werden, deren (Centroid-)Abstand am kleinsten ist. Der nach jedem Fusionsschritt sich verändernde Gruppendifferenzwuchs kann in Prozent des Gesamtzuwachses ausgedrückt und graphisch in Form eines Dendrogramms dargestellt werden.

Das Dendrogramm (Abb. 12) der Regenmessergruppierung nach den Merkmalen von Halbjahreswerten der Niederschlagssummen weist drei Gruppen aus, die bei einem hohen Fusionsniveau und einer Zwischengruppendistanz von etwa 75 % gut gegeneinander abgesetzt sind.

Die in der Gruppe I vereinigten Regenmesser sind durchwegs mit hohen Prozentanteilen in den MAX- und MIT-Wertegruppen vertreten und befinden sich ausschließlich in Mulden-, Schutz- und Leelagen. Die Regenmesser der Gruppe II sind gekennzeichnet durch hohe Zuweisungen von 80 bis 100 % in die MIT-Wertegruppe und durch Standorte in allseitig freier Exposition. Die Regenmesser der Gruppe III befinden sich in Luvlage und zeigen für

die Wochenwerte und für die Halbjahreswerte jeweils die größten Abweichungen vom Mittelwert. Als „repräsentative“ Meßstationen können demnach die der Gruppe II (vgl. Abb. 12) angesehen werden.

Eine Überprüfung der Gruppentrennung wurde mittels Diskriminanzanalyse durchgeführt. Die Diskriminanzanalyse ist ein multivariates statistisches Verfahren, das ein unterschiedlichen Grundgesamtheiten entstammendes Datenmaterial mit berechenbarer statistischer Wahrscheinlichkeit den richtigen Grundgesamtheiten zuordnet. Zur Durchführung wurde hier ein FORTRAN-IV-Programm verwendet, das im Scientific Subroutine Package (Programmers Manual IBM, 1970) veröffentlicht ist.

Die zu untersuchenden Grundgesamtheiten sind die unterschiedlichen Standortgruppen der Niederschlagsmesser. Bei der Diskriminanzanalyse wird für jede Grundgesamtheit (hier 3) aus den einzelnen Merkmalsträgern und den sie kennzeichnenden Merkmalen (hier 4) die Diskriminanzfunktion berechnet. Anschließend wird für jeden Merkmalsträger geprüft, mit welcher Wahrscheinlichkeit er über die Diskriminanzfunktion welcher Gesamtheit zuzuordnen ist. Die Diskriminanzanalyse bestätigt eindeutig die Gruppeneinteilung. Die Merkmalsträger (Niederschlagsmeßstellen) werden durchweg mit sehr hohen Wahrscheinlichkeiten in den entsprechenden Grundgesamtheiten belassen.

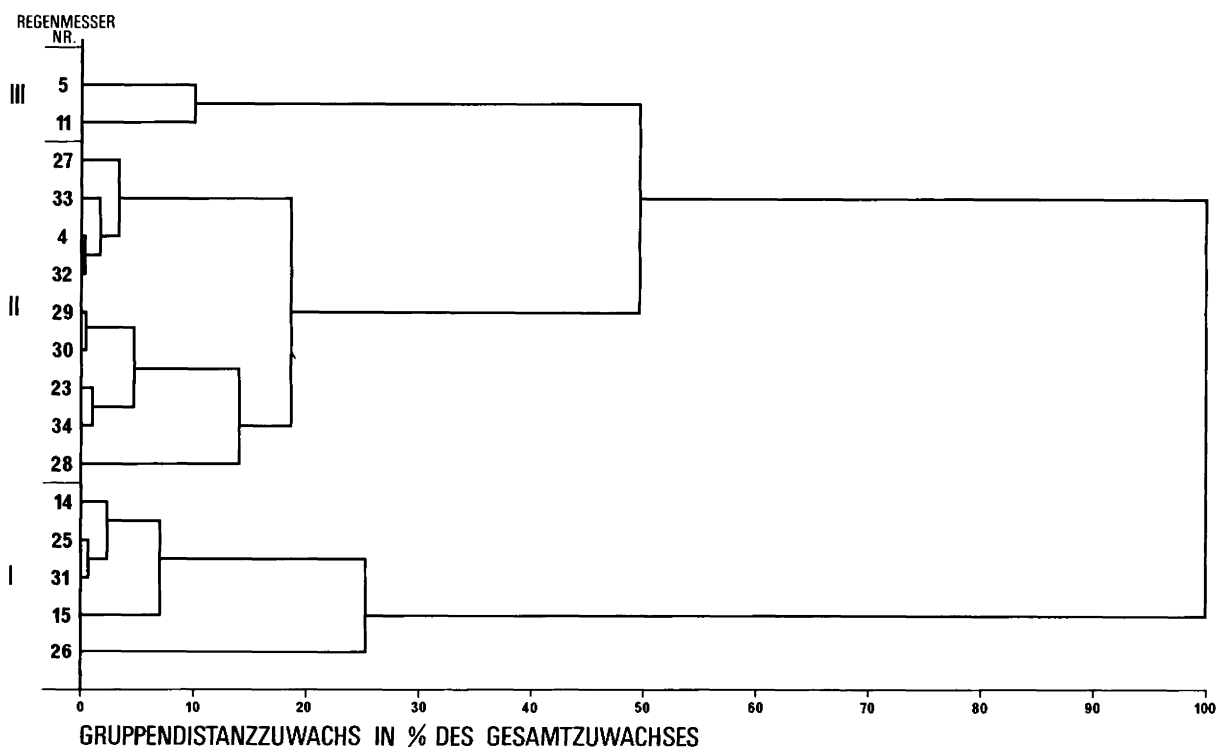


Abb. 12: Dendrogramm der Distanzgruppierung. Gruppierung der Regenmesser nach den Merkmalen Niederschlagssummen für 4 hydrologische Halbjahre.

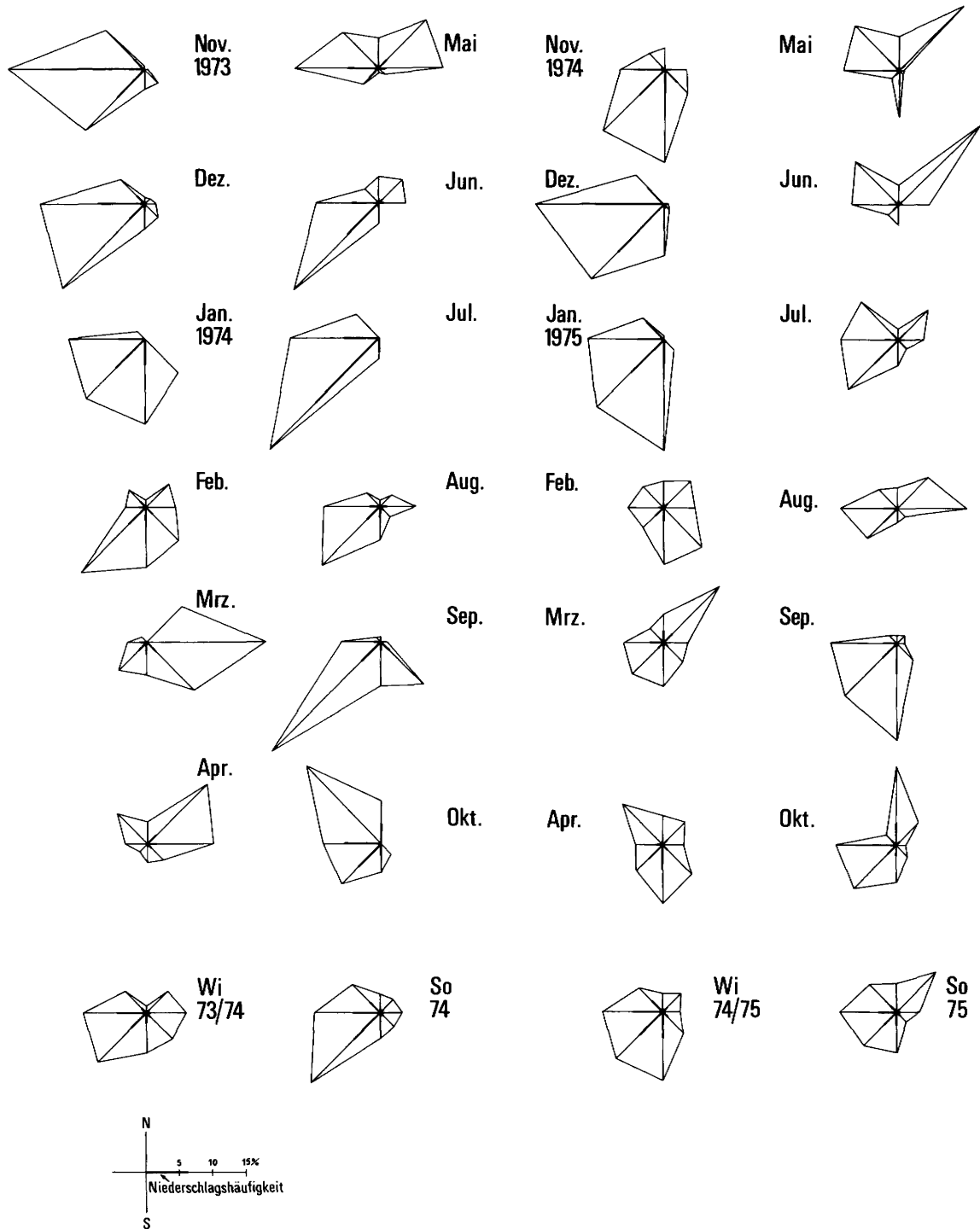


Abb. 13: Windrichtungsdiagramme der Station Bad Segeberg/Kl. Rönau für die Monate und Halbjahre für 1974 und 1975.

Tab. 5: Halbjahresdurchschnittswerte des Niederschlags für die Standortstypen im Niederschlagsgebiet Blunker See für die Jahre 1974 und 1975

Standort/Standortgruppe	Winter 1973/74		Sommer 1974		Winter 1974/75		Sommer 1975		Summe 1974/75	
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
Regenmesser Nr. 40	344,3	100,0	424,5	100,0	414,1	100,0	230,4	100,0	1413,3	100,0
Gr. I: Mulden- u. Schutzlagen (Lee-Lagen)	342,9	99,6	451,2	106,3	455,1	109,9	239,9	104,1	1489,1	105,4
Gr. II: freixponierte Standorte	312,6	90,8	405,8	95,6	371,8	89,8	209,3	90,8	1299,5	92,0
Gr. III: stark exponierte Luvlagen	271,8	78,9	381,4	89,9	328,3	79,3	182,1	79,0	1163,6	82,4
Mittelwert aller freist. Regenmesser	317,0	92,1	412,0	98,2	392,4	94,8	215,5	93,5	1341,9	95,0
Mittelwert Regenschreiber I bis III	—	—	420,0	99,0	432,6	104,5	222,6	96,6	—	—

3.2.2 Ermittlung des Gebietsniederschlags

Mit Hilfe des über den Zeitraum 1973 bis 1975 eingerichteten umfangreichen Niederschlags-Meßnetzes wird überprüft, ob die seit 1966 eingerichtete Niederschlagsmeßstelle Nr. 40 für die Erfassung des Gebietsniederschlags hinreichend repräsentativ ist. In der Tabelle 5 sind die Mittelwerte der Regenmesser-Standortgruppen I bis III den Halbjahressummen dieses Standortes gegenübergestellt und die Abweichungen in Prozent angegeben.

Aus dem Vergleich der verschiedenen Standortgruppen ist abzuleiten, daß die Wahl des Meßstandortes im Hinblick auf den Wirkungsgrad des Windeinflusses von entscheidender Bedeutung für die Größe des gemessenen Niederschlags ist. Da Windrichtung und Windstärke im Untersuchungsgebiet selbst nicht gemessen werden konnten, wurden die Windrichtungsbeobachtungen von der nahe gelegenen Klimastation Bad Segeberg/Kl. Rönnau übernommen, um so die Windverhältnisse für das

Untersuchungsgebiet näherungsweise abschätzen zu können. Die Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen im allgemeinen und bei Niederschlag sind für den Beobachtungszeitraum November 1973 bis Oktober 1975 für die einzelnen Monate und Halbjahre den Diagrammen der Abb. 13 zu entnehmen.

Nach den Untersuchungen von KARBAUM (1969), EGELSMANN (1962), KREUTZ (1952) u. a. zeigen – aufgrund des geringeren Windeinflusses bei mittleren Windgeschwindigkeiten – am Erdboden gemessene Niederschläge um bis zu 20 % höhere Werte als die in 1,0 m Höhe gemessenen.

Im Untersuchungsgebiet wurden für die Dauer des Sommerhalbjahres 1973 an Hangprofilen mit Luv- und Lee-Exposition in Bezug zur vorherrschend regenbringenden W-SW-Windrichtung Vergleichsmessungen zwischen Regenmessern am Erdboden und in 0,5 m Höhe durchgeführt. Die Abb. 14 zeigt die Anordnung der Meßstellen.

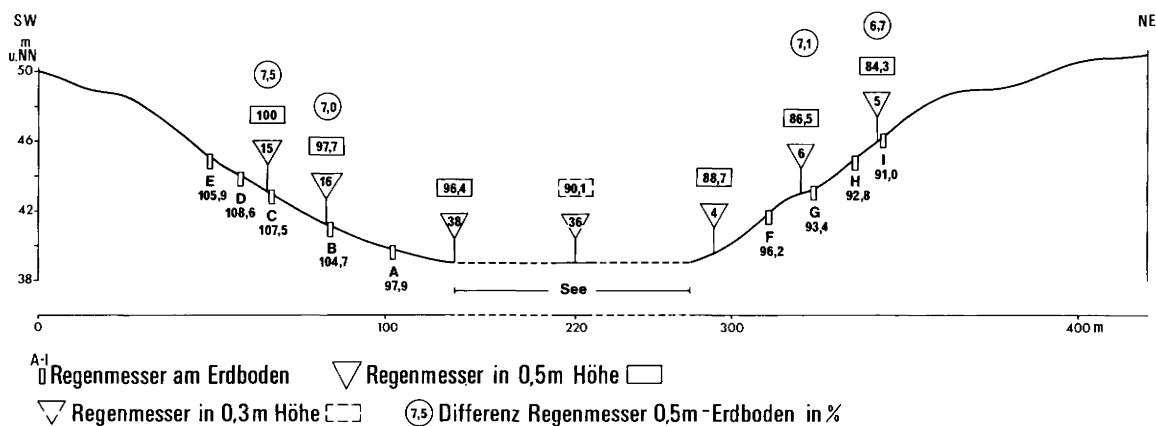


Abb. 14: Anordnung der Regenmesser in einem Querprofil am Blunker See. Nähere Erläuterungen im Text.

Unabhängig von der Lage und Exposition ergibt sich bei einem unmittelbaren Vergleich zwischen den Regenmessern in 0,5 m Höhe und den Regenmessern am Boden des gleichen Standorts ein Unterschiedsbetrag von durchschnittlich 7 %, d. h. am Boden wird ein um 7 % höherer Niederschlagsbetrag gemessen als in 0,5 m Höhe. Das entspricht in der Größenordnung den Untersuchungen von KARBAUM (1969), der zwischen Regenmessern am Boden und in 0,3 bzw. 1,0 m Höhe Differenzen von 3,6 % bzw. 7,8 % ermitteln konnte.

Die Absolutwerte sowohl der Regenmesser am Boden als auch der in 0,3 bis 0,5 m Höhe zeichnen das Geländequersprofil sehr deutlich nach. Am Leehang nehmen die Niederschlagswerte hangabwärts ab, bleiben in den Uferzonen und auf dem See relativ konstant und werden dann den Luvhang hinauf geringer. Zwischen Lee- und Luvhang beträgt bei gleicher Höhe am Hang die Differenz bei den Regenmessern am Boden bzw. in 0,5 m Höhe etwa 15 % bzw. 16,5 %.

Das Ergebnis dieser nur kurzzeitigen Untersuchung macht unter der Voraussetzung der Übertragbarkeit auf alle Standorttypen deutlich, daß zur Ermittlung des „wahren“ Gebietsniederschlags nicht nur die Meßwerte von Geräten in Schutzlage herangezogen werden dürfen. Exponierte Geländepartien empfangen offensichtlich bei entsprechenden Windverhältnissen tatsächlich weniger Niederschläge als windgeschützte Standorte.

Zur Beurteilung der den Niederschlagsdaten zugrundeliegenden Verteilungsfunktion und der Aussagenweite der Meßstellen wurde die Variogrammanalyse angewandt, die von MATHERON (1963), DELFINER (1975) und HUIJBREGTS (1975) als dafür geeignete Methode beschrieben wird.

Zur Berechnung des Variogramms werden die Meßwertvarianzen benachbarter Meßpunkte in Beziehung gesetzt zum jeweiligen Abstand zwischen den Punkten, wobei die Distanzen zwischen definitionsgemäß „benachbarten“ Punkten systematisch vergrößert werden. Schließlich wird jeder Punkt mit jedem anderen einmal zu einem Punktpaar zusammengefaßt. Die berechnete Varianz der Meßwerte wird in Abhängigkeit zu der Distanz zwischen den Punkten des Paares in einem Diagramm (Variogramm) aufgetragen. Nimmt ab einer gewissen Entfernung zwischen den Punkten die Varianz der Meßwerte nicht mehr zu, wird also ein Schwellenwert erreicht, so bedeutet dies, daß von dieser Entfernung an die Reichweite der Aussage der Einzelpunkte überschritten wird. Auf diese Weise ergibt sich, ob eine punktuelle Stichprobe überhaupt Repräsentant irgendeiner sie umgebenden Fläche ist und wie weit die Aussagekraft des einzelnen Meßwertes bzw. Meßpunktes räumlich reicht.

Die nur ein „statistisches Gewackel“ wiedergebenden Variogramme selbst für Halbjahreswerte der Freiland-Meßstellen zeigen, daß die Aussagenweite nicht sehr bedeutend ist und schon gar nicht ausreicht, um einen sinnvollen Isohyetenplan für das Blunker See-Gebiet zu entwerfen. Bei dem vorhandenen Relief und bei der beträchtlichen Vegetationsdifferenzierung müßte das Meßstellennetz noch erheblich dichter sein und eine weitere Verteilung aufweisen.

Um dennoch zu einer „brauchbaren“ Ermittlung des Gebietsniederschlags zu kommen und um wenigstens näherungsweise die ausgewiesenen Differenzierungen des Niederschlags zu berücksichtigen, wird als Gebietsniederschlag für das Blunker See-Gebiet das arithmetische Mittel aller freistehenden 100 cm²-Regenmesser verwendet. Eine gewichtete Mittelwertbildung ist aufgrund der Variogrammanalyse nicht sinnvoll zu realisieren, da die zu einem Regenmesser gehörende anteilige Gebietsfläche nicht objektiv abgegrenzt werden kann.

Der Gebietsmittelwert wird für die Sommerhalbjahre nach dem Vergleich mit den Bodenregenmessern um 7 % erhöht. Obgleich sich in der Häufigkeitsverteilung der Windrichtungen bei Niederschlägen zwischen den Winter- und Sommerhalbjahren keine sehr großen Unterschiede zeigen (vgl. Abb. 13), wird aber aufgrund der durchschnittlich höheren Windgeschwindigkeiten im Winter und in Anlehnung an die Untersuchungen von KARBAUM (1969) für die Winterhalbjahre insgesamt ein Zuschlag von 12 % für den Gebietswert eingesetzt. Die durch Verdunstungs- und Benetzungsverluste eingetretenen Fehlbeträge in den Niederschlagsmessungen wurden – da sie im Untersuchungsgebiet selbst nicht ermittelt werden konnten – nach den Ergebnissen von KARBAUM (1969) übernommen.

Zwischen den Gebietswerten und den Werten des Regenmessers Nr. 40 bestehen für die Halbjahressummen Differenzen von 1 bis 6 %, für die Jahressummen von 3 bis 4 %, so daß die am Standort 40 gemessenen Werte insgesamt um 3 bis 4 % reduziert werden müssen. Zum Ausgleich der Fehlbeträge durch Verdunstungs- und Benetzungsverluste und Windeinfluß gelten die gleichen Korrekturverfahren wie für die Gebietswerte.

In der Tabelle 6 sind die mit Hilfe der einzelnen eingesetzten Faktoren erzielten Korrekturwerte im Vergleich zu den gemessenen Werten für das Gebietsmittel zusammengestellt.

Wie schon viele methodische Arbeiten zur Niederschlagserschfassung zuvor haben auch die vergleichenden Untersuchungen im Niederschlagsgebiet Blunker See deutlich

Tab. 6: Korrekturgrößen (z. T. nach KARBAUM 1969) für die Verluste bei der Niederschlagsmessung; gemessene und korrigierte Halbjahreswerte des Gebietsniederschlags für die Wasserhaushaltsjahre 1974 und 1975.

	gemessener Niederschlag mm	Korrekturgrößen für die Fehlbeträge durch						korrigierter Gebietswert mm
		Windeinfluß %	mm	Verdunstung ¹ %	mm	Benetzung ¹ %	mm	
Winter 1973/74	322,4	12,0	38,7	1,2	3,9	6,5	21,0	386,0
Sommer 1974	420,3	7,0	29,4	4,4	18,5	17,0	71,5	539,7
Winter 1974/75	402,0	12,0	48,2	1,2	4,8	6,5	26,1	481,1
Sommer 1975	220,0	7,0	15,4	4,4	9,7	17,0	37,4	282,5

¹ Angaben nach KARBAUM (1969)

gemacht, daß das Problem der Messung des Niederschlags als der wichtigsten Eingangsgröße des Wasserhaushalts einzelner Landschaften noch nicht zufriedenstellend gelöst ist.

Die in der dargestellten Weise vorgenommene Verbesserung der Niederschlagsbeträge stellt ein nur in grober Näherung gültiges Verfahren dar. Die Gültigkeit der Übertragung der in anderen Gebieten in anderen Jahren unter anderen Geländebedingungen gewonnenen Korrekturfaktoren konnte im Untersuchungsgebiet im Rahmen einer kurzzeitigen Meßperiode an ausgewählten Standorten lediglich für den Faktor Windeinfluß und auch nur quantitativ undifferenziert überprüft und weitgehend bestätigt werden.

Es kann von der berechtigten Annahme ausgegangen werden, daß für verschiedene Regenmesserstandorte nicht die gleichen Größen der Korrekturfaktoren gelten müssen. Gewiß ist nur, daß die über dem Boden in Regenmessern registrierten Niederschlagsmengen nicht denen entsprechen, die die Erdoberfläche erreichen.

3.3 Interzeption

Vom Freiland-Niederschlag eines Gebietes wird von der Vegetation ein bestimmter Teil zurückgehalten, der nicht bis zur Bodenoberfläche gelangt. Der Vorgang, bei dem Niederschlag an Pflanzenoberflächen aufgefangen und vorübergehend gespeichert wird, heißt Interzeption.

Die Gesamtbilanz des Niederschlags einer mit Vegetation bedeckten Fläche kann nach BRECHTEL & KREČMER (1971) in folgender Gleichung beschrieben werden:

$$N = NF + NT + NS + NR + I \quad (16)$$

mit

- N Freilandniederschlag,
- NF durch die Vegetation zu Boden fallender Niederschlag,
- NT von der Vegetation abtropfender oder abgewehter Niederschlag,
- NS der an Pflanzenoberflächen zum Boden abfließende Niederschlag (Stammabfluß),
- NR der an Pflanzenoberflächen vorübergehend zurückgehaltene Niederschlag,
- I Interzeptionsverlust durch Verdunstung.

Der Betrag des zurückgehaltenen Niederschlags ist wegen unterschiedlicher Benetzungswerte (WEIHE 1970) je nach Art der Vegetation verschieden hoch. Der Vorgang der Interzeption selbst wird im wesentlichen von der Niederschlagsstruktur, d. h. der Intensität, zeitlichen Verteilung und Abfolge der einzelnen Niederschlagsereignisse bestimmt. Auch die Windwirkung spielt eine wichtige Rolle.

Die Vegetationsbedeckung im Niederschlagsgebiet Blunker See (vgl. Abb. 10) setzt sich folgendermaßen zusammen:

- 50,9 % Ackerland mit jährlich wechselnder Fruchtfolge und Überwiegen der Halmfrüchte,
- 21,1 % Weidegrünland mit konstanten Flächen im Zeitraum 1973 bis 1975,
- 8,5 % Laubholz- und Gebüschbestände unterschiedlichster Zusammensetzung,
- 3,7 % Fichtenbestände, 15- bis 25jährige Aufforstungen.

3.3.1 Interzeption in Laub- und Nadelholzbeständen

In den gemischten Laubbaum- und Gebüsch-Beständen wurde mit 13 verteilt aufgestellten Regenmessern, mit zusammen 34 – in 3 Meßfeldern angeordneten – Meßgefäßen und je 1 Niederschlagswanne der Bestands-Niederschlag gemessen. Der Stammablauf wurde zur groben Abschätzung nur an insgesamt 10 Stämmen erfaßt und auf die Gesamtfläche hochgerechnet. In den Fichtenbeständen wurden 6 Regenmesser aufgestellt (siehe Lageplan der Meßstellen, Abb. 11). Der Meßzeitraum entspricht dem der Freilandmessungen, die Ablesungen der Meßeinrichtungen erfolgte ebenfalls in Wochenabständen.

Da die Kronendichte der Gehölze und Gebüsche sehr unterschiedlich ist, ist eine zuverlässige Abschätzung und Beurteilung des Interzeptionsbetrages für die gesamte Fläche sehr problematisch. Der Variationskoeffizient beträgt für das Mittel der einzelnen Wochenwerte der 13 in unterschiedlichen Bestandstypen aufgestellten Regenmesser zwischen 15 bis 45 %. Der Stichprobenumfang ist sehr gering, für die meisten Wochen sind die Meßwerte jedoch annähernd normal verteilt, so daß eine Fehlerbetrachtung sinnvoll durchgeführt werden kann. Das gleiche gilt auch für die Meßwerte der Meßfelder. Zur Beurteilung der Aussagefähigkeit der Mittelwerte und Streuungsmaße wird der Fehler des arithmetischen Mittels bzw. der Fehler in Prozent vom arithmetischen Mittel (= Fehlerprozent) herangezogen. Im Rahmen bestimmter Sicherheitswahrscheinlichkeiten und Fehlerprozentente läßt sich dann feststellen, inwieweit die arithmetischen Mittelwerte bei entsprechenden Streuungsverhältnissen als flächenrepräsentativ und statistisch signifikant gelten können (vgl. BRECHTEL 1970: 95). Bei Fehlerprozenten von <10 % und einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 90 % sind nur Variationskoeffizienten ≤ 22 % hinreichend aussagefähig. Das bedeutet, daß nur ein Teil der Wochenwerte als repräsentativ im statistischen Sinne für das Gebiet angesehen werden können. In der Regel sind das solche Werte, dessen Niederschlagssummen von >10 mm im Freiland entsprechen.

Für die Wochenmittel der Meßfelder A, N und R (vgl. Abb. 11), die in verschiedenen Bestandstypen angelegt sind, ergeben sich für die Variationskoeffizienten geringere Schwankungen (Tab. 7) und weisen die Meßfelder damit als vergleichsweise zuverlässig zur Abschätzung der Interzeptionsbeträge aus.

In den Sommerhalbjahren, die hier abweichend vom hydrologischen Halbjahr vom April mit Beginn der Laubentfaltung bis Oktober zum Laubfall gerechnet werden, sind die Variationskoeffizienten und deren Schwankungsbreite für die 3 Meßfelder vergleichbar hoch. In

Tab. 7: Variationskoeffizienten der Niederschlags-Wochenmittel der Meßfelder A, N und R in Laubbaum- und Gebüschbeständen.

	Hochstamm A	Gebüsch N	Hochstamm R
Sommerhalbj.	17–32 %	23–30 %	16–28 %
Winterhalbj.	9–21 %	22–36 %	8–24 %

den Winterhalbjahren zeigen sich zwischen den Hochstamm-Beständen (Buchen, Eichen, Hainbuchen) und den Gebüsch weniger in der Schwankungsbreite als vielmehr in der absoluten Höhe der Variationskoeffizienten deutliche Unterschiede.

Bei den in der Tab. 7 aufgeführten Variationskoeffizienten ist im Gegensatz zu den Sommermonaten in den Wintermonaten der größte Teil der Wochenmittelwerte insbesondere der Hochstamm-Standorte mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 90 % signifikant. Das hat seinen Grund in der anderen Niederschlagsstruktur und vor allem darin, daß nach dem Herbst der Faktor Laubdichte, der eine große Streuung der Werte bewirkt, entfällt.

Trotz aller Vorbehalte, die sich aus der Fehlerbetrachtung der Meßwerte ergeben, kann doch unter Berücksichtigung der jeweiligen Flächenanteile der verschiedenen Bestandstypen eine näherungsweise Abschätzung des Interzeptionsbetrages der Gesamtfläche der Gehölz- und Gebüsch-Bestände durchgeführt werden.

In den dichten, etwa 15- bis 25jährigen Fichtenbeständen unterscheiden sich die Sommer- und Winterhalbjahre hinsichtlich der Höhe und Streuungsbreite der Variationskoeffizienten der Wochenmittelwerte kaum. Bei der geringen Anzahl der Meßstellen ist bei Variationskoeffizienten von 10 bis 26 % nur ein geringer Anteil der Wochenmittelwerte auf dem 90 %-Niveau statistisch abgesichert. Die Hochrechnung der gemessenen Interzeptionsbeträge auf die Gesamtfläche kann daher auch hier nur unter Vorbehalten und Einschränkungen erfolgen.

Der Interzeptionsverlust I ergibt sich aus der Differenz zwischen Freiland-Niederschlag N und dem Bestands-Niederschlag (NF + NT + NS). Da die Gehölze und Gebüsche an den zum See hin abfallenden Hängen in ausgesprochenen Luv- und Lee-Lagen zur vorherrschend regenbringenden W-SW-Windrichtung exponiert sind und die Meßfelder in den Hochstamm-Beständen insbesondere in den Wintermonaten deutliche Luv- und Lee-Seiten-Effekte aufweisen, wird für diese Bestände der Interzeptionsverlust nicht auf den mittleren Gebietsniederschlag, sondern auf die vergleichbar exponierten Einzelregenmesser im Freiland bezogen.

Die Interzeptionsverluste (Tab. 8) für die Gehölz- und Gebüschbestände betragen – bezogen auf den gemessenen mittleren Gebietsniederschlag – für die Sommerhalbjahre 39 bis 41 % und sind für die Winterhalbjahre mit 20 und 25 % deutlich geringer. Werden die korrigierten Beträge des Freilandniederschlags zugrundegelegt, liegen die Interzeptionsverluste für die Sommerhalbjahre bei 53 bis 54 %, für die Winterhalbjahre bei 32 bis 39 %. In den Fichtenbeständen sind die Interzeptionsverluste mit 48 bis 64 % für die Halbjahre deutlich höher als in den Laubbaum-Beständen. Ein signifikanter Unterschied zwischen Sommer- und Winterhalbjahren zeichnet sich nicht ab. Allerdings deutet sich eine Beziehung der Halbjahreswerte zur entsprechenden Niederschlagsstruktur an.

Aufgrund der gemischten und z. T. mehrschichtigen Gehölz- und Gebüschbestände und der unter forstwirtschaftlichen Gesichtspunkten nicht gepflegten Fichtenbestände liegen die im Untersuchungsgebiet ermittelten Interzeptionsverluste im Vergleich mit Untersuchungen in verschieden alten Buchen- und Fichtenbeständen (BRECHTEL 1970; DELFS 1954, 1955; WEIHE 1968, 1970) um etwa 10 bis 15 % höher. Der Unterschied zwischen Laubbaum und Fichtenbeständen bewegt sich in vergleichbaren Größenordnungen.

3.3.2 Interzeption auf Acker- und Weidegrünland

Die Schätzung des Interzeptionsverlustes bei Grünland und Ackerland ist ungleich schwieriger und problematischer als in Baumbeständen. Im Untersuchungsgebiet selbst wurden nur im Sommer 1975 in einem Roggenfeld mit 5 Regenmessern Interzeptionsmessungen durchgeführt. Für die Monate April bis August konnten, bezogen auf die Niederschlagswerte, die in Regenmessern erfaßt wurden, die der jeweiligen mittleren Getreidehöhe nachgeführt wurden, Interzeptionsverluste von durchschnittlich 12 % ermittelt werden. Wie die Untersuchungen von CLARK (1940) und TRETER (1970: 28) zeigen, ist die Interzeptionsmenge von der Niederschlagsstruktur und vor allem vom Entwicklungsgang des Getreides, d. h. von der Höhe und Dichte, die mit zunehmendem Reifungsgrad abnimmt, abhängig.

Da für Hackfrüchte keine Interzeptionsmessungen vorliegen und deren Anteil an der Gesamtackerfläche nur etwa 10 % ausmacht, wird für die gesamte Ackerfläche für das Sommerhalbjahr (Mai bis Oktober) u. a. in Anlehnung an die Untersuchungen von HAYNES (1937, zit. bei BRECHTEL 1971 a) ein durchschnittlicher Betrag von 8 % des Freiland-Niederschlags angesetzt. Obgleich im Mai/Juni Interzeptionsverluste im Getreide bis zu 30

Tab. 8: Die flächenanteiligen Niederschlags- und Interzeptionsbeträge in mm und % der Vegetations- und Nutzungsformen im Niederschlagsgebiet Bunker See für die hydrologischen Halbjahre Sommer 1973 bis Sommer 1975.

	Flächen		Sommer 1973			Winter 1973/74			Sommer 1974			Winter 1974/75			Sommer 1975		
	ha	FN	I %	I mm	NG-I mm	I %	I mm	NG-I mm	I %	I mm	NG-I mm	I %	I mm	NG-I mm	I %	I mm	NG-I mm
Seefläche:	21,7	20,4			61,0			65,6			85,6			82,0			44,8
Grünland	30,5	28,7	17	14,6	71,2	13	12,3	80,1	17	20,4	100,2	14	14,9	100,5	20	12,3	50,8
Ackerland	38,4	36,2	8	8,7	99,6	0	0	116,7	8	12,3	139,7	0	0	145,5	9	7,3	72,4
Gehölz- und Gebüschbest.	10,7	10,1	39	12,0	18,2	26	8,6	23,9	40	17,0	25,5	20	7,8	32,8	41	9,2	13,0
Fichten	4,9	4,6	48	6,6	7,1	55	8,2	6,6	56	10,7	8,6	61	11,3	7,2	64	6,5	3,7
Gesamt-FN	106,2	100,0	14	41,9	257,1	9	29,1	292,9	14	60,4	359,6	8	34,0	368,0	16	35,3	184,7
Gebietsniederschlag					299,0			322,0			420,0			402,0			220,0

I in % = Interzeption in % des Gebietsniederschlags NG
 I in mm = Interzeption flächenanteilig in mm
 NG-I in mm = Niederschlag NG-I flächenanteilig in mm

und 40 % gemessen werden, wird der Halbjahres-Durchschnittswert so niedrig, weil die Höhe des Interzeptionsverlustes im Spätsommer auf 5 bis 10 % zurückgeht und die Monate September und Oktober, in denen die Äcker brachliegen, in den Halbjahreswert mit einbezogen werden.

Für die Abschätzung des Interzeptionsverlustes des Weidegrünlandes wird nach v. EIMERN (1964) verfahren. Auf der Grundlage der Niederschlagsstruktur der Halbjahre und unter der Annahme, daß Niederschläge unter 0,6 mm vollständig, Niederschläge >0,6 mm mit etwa 0,3 mm je Niederschlagsereignis zurückgehalten werden, errechnet sich ein Interzeptionsverlust für die Sommerhalbjahre von 17 bis 20 % und für die Winterhalbjahre von 13 und 14 %.

Die Tab. 8 faßt die sowohl auf die gemessenen als auch auf die korrigierten Niederschlagswerte bezogenen Interzeptionsverluste für alle Teilflächen der Vegetationsbedeckung und Nutzungsformen zusammen.

3.4 Bodenfeuchte

Der Boden ist der Haupttransformationsbereich des Niederschlagswassers. Daher ist die Kenntnis der Bodenfeuchtedynamik im Jahresablauf eine wesentliche Voraussetzung zur Erschließung des Wasserhaushalts von Einzugsgebieten und ist sowohl für die Land- und Forstwirtschaft als auch für die Wasserwirtschaft von größtem Interesse (vgl. dazu BRECHTEL 1971 a, EINSELE & SCHULZ 1973).

Die Erfassung der Bodenfeuchte zu verschiedenen Zeitpunkten im Laufe eines hydrologischen Jahres gibt sowohl Aufschluß über den jeweils aktuellen Stand der Bodenfeuchte, als auch über die Größe des Umsatzes und der Rücklage des Gebietsniederschlags (N-I) in der ungesättigten Bodenzone. Unter Berücksichtigung bestimmter Randbedingungen lassen sich Verdunstung und Versickerung aus der Vorratsänderung der Bodenfeuchte näherungsweise abschätzen.

Hinsichtlich der physikalischen Grundlagen und der Theorie der Wasserbewegung im gesättigten und ungesättigten Bodenbereich muß hier auf das umfangreiche Schrifttum verwiesen werden, so u. a. auf BAUMGART (1967), BOOCHS (1974), CHOW (1964: 12/1-30), FITZPATRICK (1971), HADAS et al. (1973), HILLEL (1971), NOLAN (1974), PHILIP (1957/58; 1974), SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL (1976: 161-189).

3.4.1 Meßmethoden und Meßtheorie

Die Bodenfeuchte-Vorratsänderung ΔS_b wurde an insgesamt 95 fest installierten (verrohrten) Meßstellen mit dem Neutronensonden-Verfahren von Oktober 1973 bis September 1975 in 2- bis 4wöchigen Abständen gemessen. Die maximalen Meßtiefen betragen 350 cm, der überwiegende Teil der Meßstellen erreichte Bodentiefen zwischen 100 bis 150 cm. Die Vorratsänderungen der Bodenfeuchte beziehen sich im folgenden auf die Bodenzonen 0 bis 125 cm und – soweit möglich – auf die Bodenzone 0 bis 175 cm Tiefe. Nach den Untersuchungen von UHLIG (1956) erfolgt bereits in den obersten 50 cm des Bodens der größte Beitrag zur Ausschöpfung des Bodenfeuchtegehalts; denn die Hauptwurzelmasse des Grünlandes und der Ackerkulturen erreicht nach KÖHNLEIN & VETTER (1953) auf Lehm- und Sandböden bis etwa 30 cm Tiefe bereits 90 % ihrer Gesamtmenge. Entsprechende Werte gibt KLAPP (1967) an.

Die Bodenfeuchtemeßstellen (vgl. Abb. 11) wurden anhand der Bodenartenkarte (Abb. 15) der etwa 600 2-m-Bodeneinschläge zugrundeliegen, so verteilt, daß sowohl alle flächenmäßig bedeutsamen Bodenarten und Bodentypen als auch die Vegetations- und Nutzungsformen ihrem Flächenanteil im Niederschlagsgebiet entsprechend berücksichtigt wurden. Eine Häufung der Meßstellen in den ufernahen Hangbereichen erklärt sich aus der ursprünglich und nebenher verfolgten Konzeption, Aufschluß über Interflow-Vorgänge zu gewinnen.

Zur Meßtheorie der Bodenfeuchtebestimmung mit umschlossenen Radioisotopen, zur Wirkungsweise der Neutronensonde und zu den Fehlerquellen sei auf einige diesbezügliche Arbeiten verwiesen: BABALOLA (1972), v. BAVEL & STIRK (1967), FINNERN (1961), HOLMES (1966), LONG & FRENCH (1967), LAL (1974), LUEBS et al. (1968), MCHENRY (1963), OLESEN (1973), PERRIER & JOHNSTON (1962), TRETER (1970: 41-43), TROST (1965).

Bei Anwendung des Neutronensonden-Meßverfahrens läßt sich die Bodenfeuchte nur auf etwa 1 bis 3 Vol. % Genauigkeit bestimmen. Dieser relativ hohe Fehlerbereich ist nicht in der Meßmethode, sondern in der Schwierigkeit der Eichung begründet (vgl. dazu WENDLING 1967).

Allerdings darf nicht übersehen werden, daß die Inhomogenitäten im Boden selbst sehr groß sind und daß in der unmittelbaren Umgebung eines Meßpunktes auf kleinstem Raum die Bodenfeuchtegehalte um 5 Vol. % voneinander verschieden sein können (vgl. TRETER

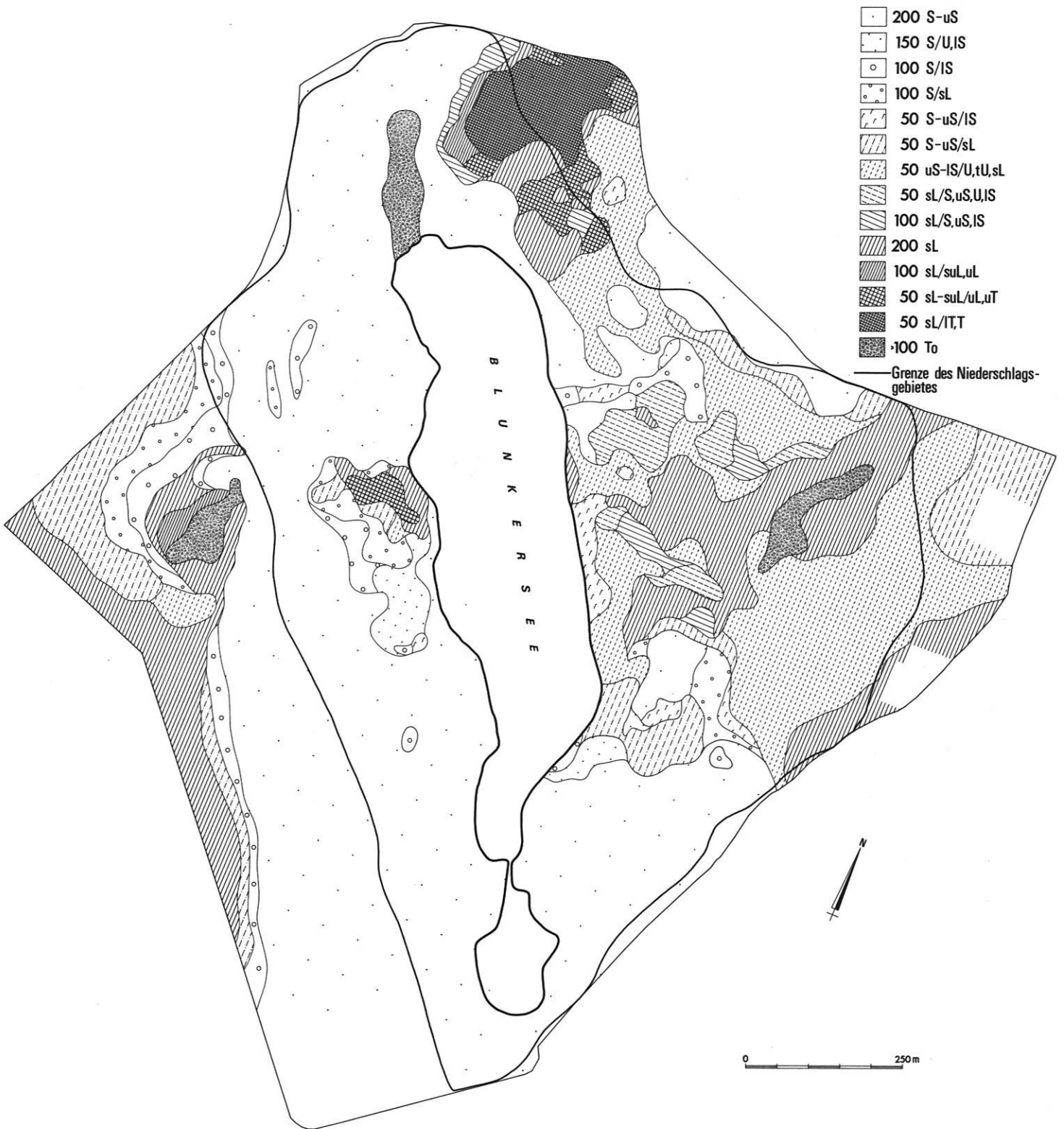


Abb. 15: Bodenartenkarte des Blunker See-Gebietes

1970: 37-44). Durch das größere erfaßte Bodenvolumen bei Messungen mit Neutronensonden wird die standort-immanente Streuung jedoch teilweise kompensiert. Das Neutronensonden-Meßverfahren bietet wegen des relativ geringen Zeitaufwandes und der Möglichkeit der Ortskonstanz über lange Zeiträume vor allem unter der Zielsetzung einer flächenhaften Erfassung entscheidende Vorteile gegenüber allen anderen Meßverfahren.

Für die Kennzeichnung des wasserhaushaltlichen Geschehens in Einzugsgebieten erscheint es sinnvoller, die Bodenfeuchteverhältnisse mit einer möglichst großen Anzahl von Meßstellen zu erfassen und bestimmte abschätzbare Messungenauigkeiten hinzunehmen, als nur an einzelnen Meßstellen mit größtmöglicher Meßgenauigkeit zu messen. Nur über eine Mittelwertbildung bei hinreichend großem Stichprobenumfang kann die Zufälligkeit des Ergebnisses eines Einzelpunktes ausgeschaltet und eine statistisch gesicherte flächengültige Aussage erreicht werden.

3.4.2 Abgrenzung von Pedohydrotypen

Kurzfristige, nur über wenige Jahre gehende Bodenfeuchtemessungen haben zunächst nur für den Standort selbst und für den betreffenden Beobachtungszeitraum Aussagewert und umfassen in der Regel auch nicht dessen gesamtes Feuchtespektrum. Damit ist ein wesentliches Merkmal einer standörtlichen Kennzeichnung nicht erfüllt. Auf der Grundlage der Ergebnisse einer größeren Anzahl gleichwertiger Standorte lassen sich jedoch auch bei kurzer Meßdauer bereits Ableitungen treffen, die zwar nicht eine umfassende aber eine immerhin in Grundzügen erkennbare Kennzeichnung der Bodenfeuchteverhältnisse erlauben und in dieser Form durchaus zu verallgemeinern und auf andere Gebiete übertragbar sind.

Das Bodenfeuchteregime eines Standortes, d. h. der Gang der Bodenfeuchte im Jahresverlauf, wird innerhalb eines eng begrenzten Niederschlagsgebietes mit geringer raumzeitlicher Variabilität der Niederschläge maßgeblich bestimmt:

1. durch bodenphysikalische Eigenschaften,
2. durch vegetations- und nutzungsbedingte Modifizierung des Bodenwasseraufbrauchs.

Die Schwankungsbreite der Feuchtwerte an einem Standort wird im Verlauf mehrerer Jahre durch den Witterungsablauf und durch die – gegebenenfalls auch wechselnde – Nutzungsform hervorgerufen.

Anhand von bodenphysikalischen und hydrologischen Merkmalen werden die einzelnen Meßstandorte in Anlehnung an HUBRICH & THOMAS (1973) zu Pedohydrotypen zusammengefaßt. Als Merkmale wurden verwendet:

- Bodenart, geschätzt mittels Fingerprobe im Gelände nach dem Einteilungssystem in Körnungsklassen nach dem Vorschlag der Ämter für Bodenforschung (SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1976: 21);
- bodentypologische Profildifferenzierung;
- mittlere Frühjahrskapazität (m. Fr.) \approx Feldkapazität (FK), als Mittelwert der Feuchtwerte der Monate Februar bis April als 10-cm-Schicht-Mittel der Bodensäule 0 bis 85 cm (nach THOMAS 1975);
- Ausschöpfung der Bodenfeuchte in % der mittleren Frühjahrskapazität;
- Lage des Grundwasserspiegels im Jahresgang;
- Vegetations- bzw. Nutzungsform.

Die einzelnen Pedohydrotypen zeichnen sich durch bestimmte Merkmalskombinationen aus und lassen sich durch die wesentlichsten Erscheinungs- und Bewegungsformen des Wassers im Boden in vier pedohydrologische Regime (HUBRICH & THOMAS 1973) unterscheiden: Sickerwasser-, Sickerwasser-/Stauwasser-, Stauwasser- und Grundwasser-Regime.

Durch die Vegetation bzw. die Bodennutzung werden Bodenfeuchtegang und Bodenfeuchtegehalt sehr wesentlich beeinflusst (vgl. BRECHTEL 1971: 58-66). Daher werden aufgrund des besonderen Stellenwertes von Vegetation und Bodennutzung für den Gebietswasserhaushalt die im Untersuchungsgebiet ausgeschiedenen Pedohydrotypen nach den vier Vegetations- und Nutzungsformen Grünland, Ackerland, Laubbaumbestände und Fichtenforsten differenziert (vgl. Abb. 10).

3.4.3 Kennzeichnung der Pedohydrotypen

Eine Übersicht über die zur Kennzeichnung der Pedohydrotypen verwendeten Merkmale und Parameter bietet die Tabelle 9.

1. Sickerwasser-Regime

Zum Sickerwasserregime werden hier alle Pedohydrotypen gerechnet, deren Bodenformen im Sinne von LIEBEROTH (1966: 55 ff) keinen oder nur einen unterhalb 200 cm unter Flur (u. Fl.) auftretenden stauenden Horizont aufweisen. Die Streubreite der mittleren Frühjahrskapazität von 9 bis 23 Vol. % ist Ausdruck der boden-

Tab. 9: Differenzierungsmerkmale der Pedohydrotypen des Niederschlagsgebietes Blunker See (Abkürzungen der Bodenarten siehe Abkürzungsverzeichnis)

Pedohydrotyp	Bodenarten	Bodentypen	Staunässemerkmale ab cm u. Fl.	Grundwasserstand		Vegetation/ Bodennutzung	m. Fr. 1974/75		Ausschöpfung der Bodenfeuchte				
				max. Std. cm u. Fl.	Schwankung cm		in mm/10 cm Bd.	Mw	Min-Max	auf mm/10 cm	in % m. Fr.	Diff.	
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	1974	1975	1974	1975	(12)-(13)
1 1	S, uS	Braunerde,				Grünland	17	13-22	9	5	47	71	-24
1 2		Rosterde,				Ackerland	19	17-23	8	10	58	47	11
1 3		Podsol-Braunerde,				Fichten	14	9-16	8	4	43	71	-28
1 4		Podsol				Laubbäume u. Gebüsche	17	13-19	9	4	47	76	-29
2 1	tS, IS,	Braunerde,	100-150			Grünland	23	21-25	14	9	39	61	-22
2 2	uS, tS/IS	Parabraunerde,	100-150			Ackerland	25	24-27	14	10	44	60	-16
2 4	uS/uS	Pseudogley-Braunerde	100-150			Laubbäume u. Gebüsche	21	19-23	9	4	57	81	-24
3 1	sL, suL,	Pseudogley,	20-100			Grünland	29	28-31	20	12	31	59	-28
3 2	ul, utL,	Braunerde- und	20-100			Ackerland	32	30-35	24	21	25	34	-9
3 4	sL/stL,	Parabraunerde-	20-100			Laubbäume u.	28	26-31	21	13	25	54	-29
	sL/uL	Pseudogley				Gebüsche							
4 0 1	sL, To	Nafogley,	0-40	0-40	0-80	Grünland	38		29	21	24	45	-21
4 0 4	S, IS, sL	Anmoorgley	0-40	0-40	0-80	Laubbäume	38		33	28	13	26	-13
4 1 1	IS, sL, uL	Gley, Gley-Braunerde	40-80	40-200	40-200	Grünland	33	30-37	19	13	42	61	-19
4 1 2			40-80	40-200	40-200	Ackerland	35	34-35	24	19	31	46	-15
4 1 4			40-80	40-200	40-200	Laubbäume	32		21	11	34	66	-32
4 2 1			80-120	80-300	80-300	Grünland	31		16	16	48	48	0
4 2 2	sL	Braunerde-Gley	80-120	80-300	80-300	Ackerland	33	31-36	24	17	27	48	-21
4 2 4			80-120	80-300	80-300	Laubbäume	32	31-33	25	18	22	44	-22

artlichen Verschiedenheit wie auch der Lage im Gelände. Unterhangbereiche sind z. T. durch Hangzugwasser beeinflusst und weisen in der Regel als Kolluvien eine feinkörnige Textur auf. Das Bodenartenspektrum reicht von >2 m mächtigen ton- und schluffarmen Fein- bis Grobsanden (S, uS) mit z. T. hohen Fein- bis Grobkiesanteilen bis zu feineren schluffigen Fein- bis Grobsanden, die z. T. ab >100 cm u. Fl. von lehmigem Sand und schluffig-lehmigem Sand unterlagert werden (IS bis uS). Vorherrschend sind Braunerden und Rosterden, seltener Podsole und Podsol-Braunerden.

Vegetations- und Nutzungsformen:

- 11 – Weidegrünland,
- 12 – Ackerland mit verschiedenen Halm- und Hackfruchtarten (s. Tab. 10),
- 13 – Fichtenaufforstungen (ca. 15- bis 20jährig) und Fichtenschonungen (ca. 6- bis 8jährig),
- 14 – Laubbaum- und Gebüschbestände.

Tab. 10: Absolute und prozentuale Flächenanteile der Ackerkulturen der Gesamtackerfläche des Niederschlagsgebietes Blunker See für die Jahre 1974 und 1975 (eigene Erhebungen).

	1974		1975	
	ha	%	ha	%
Winterroggen	9,6	25,0	7,4	19,3
Wintergerste	1,9	5,0	4,2	10,9
Winterweizen	2,4	6,3	3,7	9,6
Hafer	14,6	38,0	10,8	28,1
Futterrüben und Kartoffeln	3,7	9,6	4,0	10,4
Winterraps	3,3	8,6	2,6	6,8
Zwischenfrucht (Raps)	1,1	2,9	0,0	0,0
Erdbeeren	1,8	4,7	5,7	14,8
Ackerland gesamt	38,4	100,0	38,4	100,0

2. Sickerwasser-/Stauwasser-Regime

Zum Sickerwasser-/Stauwasser-Regime zählen Pedohydrotypen, deren Perkolations aufgrund des feinkörnigeren Substrats tS, IS, uS, uS im Vergleich zum reinen Sickerwasserregime verlangsamt abläuft und zwischen 50–150 cm u. Fl. allmählich in noch dichtere Substrate übergeht, so daß von oben nach unten im Profil eine stetige Feuchtezunahme zu verzeichnen ist. Pseudogleymerkmale sind nur schwach ausgeprägt oder fehlen, so daß die Böden als schwach pseudovergleyte Braun- und Parabraunerden einzustufen sind.

Vegetations- und Nutzungsformen:

- 21 – Weidegrünland,
- 22 – Ackerland (siehe Tab. 10),
- 24 – Laubbaum- und Gebüschbestände.

3. Stauwasser-Regime

Zum Stauwasser-Regime gehören Pedohydrotypen mit gehemmter Perkolations, da die zugehörigen Bodenformen verdichtete Horizonte aufweisen, die im darüberliegenden Bodenraum zur zeitweiligen Bildung von Stau-nässe führen. Die Bodenformen des Stauwasser-Regimes präsentieren sich je nach zunehmendem Grad der Stau-nässe bodentypologisch als Braunerde-Pseudogleye, Parabraunerde-Pseudogleye und Pseudogleye im sandigen Lehm (sL), sandig schluffigem Lehm (suL) und schluffigem Lehm (uL), z. T. über sandig-tonigem Lehm (stL) und schluffig-tonigem Lehm (utL). Bei diesen Bodenarten handelt es sich um wärmzeitlichen Geschiebelehm, der durch den stark schwankenden Kies- und Steinanteil in sich völlig inhomogen strukturiert ist und selbst an eng begrenzten Standorten eigentlich nur durch ein Bodenartenspektrum zu kennzeichnen ist. Aus dieser Tatsache erklärt sich, daß nicht immer ausgeprägte Verdichtungshorizonte identifizierbar und im Bodenraum Verdichtungs- und Staubereiche diffus verteilt sind.

Vegetation und Nutzungsformen:

- 31 – Weidegrünland,
- 32 – Ackerland (s. Tab. 10)
- 34 – Laubbaum- und Gebüschbestände.

4. Grundwasser-Regime

Böden, die oberhalb 100–120 cm u. Fl. Vergleichungsmerkmale zeigen, gehören zu Pedohydrotypen des Grundwasser-Regimes. Da der Wasseraustausch zwischen Boden und Atmosphäre größtenteils durch die Vegetation geleistet wird und eine wesentliche Größe des Gebietswasserhaushalts darstellt, ist eine Differenzierung der Grundwasser-Pedohydrotypen sowohl nach dem Grundwasserstand als auch nach der Vegetation sinnvoll und erforderlich.

Ein Grundwasserstand von 100 cm u. Fl. während der Vegetationsperiode hat unter Wald für die Verdunstungsleistung eine andere Bedeutung als der gleiche Flurabstand des Grundwassers unter Grünland. Das Ausmaß der Grundwasserschwankungen im Jahresgang ist weitgehend von der Bodentextur abhängig. Im Geschiebelehm sinkt ein Frühjahresstand von 40–80 cm u. Fl. in der Regel bis auf 2–3 m u. Fl. ab. Somit hat das Grundwasser auf die Verdunstungsleistung der Vegetation während der Vegetationsperiode kaum einen Einfluß. Lediglich durch eine große Überfeuchte im Frühjahr werden bei durchschnittlichen Niederschlägen andauernde Feuchtereserven gebildet.

In dem Maße, wie das Grundwasser im Mittel sehr hoch u. Fl. ansteht, sinkt allerdings die Bedeutung bodenkonstanter Merkmale als Differenzierungskriterien (HUBRICH & THOMAS 1973: 800). Nach dem Grad der Stauvergleyung, der sich aus dem Grundwasser-Frühjahrsstand und der Grundwasserschwankungsbreite ergibt, sowie nach der Vegetation werden folgende Grundwasser-Pedohydrotypen des Untersuchungsgebietes unterschieden:

- 40 – Grundwasserstand im Frühjahr: 0–40 u. Fl.,
Schwankungsbreite im Jahresgang: 0–80 u. Fl.;
Böden: Naßgley und Anmoorgley auf Sand und Geschiebelehm;
1 Weidegrünland,
4 Laubbaumbestände.
- 41 – Grundwasserstand im Frühjahr 40–80 cm u. Fl.,
Schwankungsbreite 40–200 cm u. Fl.;
Böden: Gleye, Braunerde-Gleye und Parabraunerde-Gleye auf Geschiebelehm;
1 Weidegrünland,
2 Ackerland (s. Tab. 10),
4 Laubbaumbestände.
- 42 – Grundwasserstand im Frühjahr 80–120 cm u. Fl.,
Schwankungsbreite 80–300 u. Fl.;
Böden: Braunerde- und Parabraunerde-Gleye auf Geschiebelehm;
1 Weidegrünland,
2 Ackerland (s. Tab. 10),
4 Laubbaumbestände.

Die Anzahl der Feuchtemeßstellen, die der Kennzeichnung der einzelnen Pedohydrotypen zugrundeliegen, ist unterschiedlich hoch. Zur Abschätzung und Sicherung der Aussagefähigkeit lassen sich anhand der Bodenfeuchtesummen zu ausgewählten Meßterminen durch die Standardabweichung und den Variationskoeffizienten der Grad der Homogenität und die Signifikanz der Stichproben ausweisen. Als überwiegend signifikant bei einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von $\geq 90\%$ zeigen sich nur die auf der Grundlage relativ großer Stichprobenumfänge ermittelten Werte der Pedohydrotypen 11 und 14 (vgl. Tab. 11).

Auffallend ist, daß bei insgesamt sehr niedrigen Bodenfeuchtegehalten Mitte September bzw. Ende Juli z. T. deutlich größere Streuungen vorkommen als an den vorausgegangenen Meßterminen. Daraus ergeben sich folgende Schlußfolgerungen:

- 1. Bei maximaler Beanspruchung und Aufzehrung des Bodenfeuchtevorrats durch die Vegetation gelangen offensichtlich die bodenphysikalischen Unterschiede der Standorte sehr viel stärker zur Geltung als bei normalen

und durchschnittlichen Feuchtegehalten (vgl. JORDAN 1976: 163). Darüberhinaus muß berücksichtigt werden, daß die hier als relativ homogen angenommenen Vegetationsbestände eben doch Unterschiede in der Bestandsart und Artzusammensetzung aufweisen, die sich erst in Grenzsituationen auswirken. Für die Pflanzengesellschaften des Grünlandes konnte das in verschiedenen Untersuchungen nachgewiesen werden (BOEKER 1957, TRETER 1970, 1973).

2. Die Homogenität eines Standorttyps muß nicht nur in der standörtlich-räumlichen, sondern auch in der zeitlichen Dimension gewährleistet sein. Unter Berücksichtigung dieses Kriteriums erscheinen die hier vorgenommenen Gliederungen bei insgesamt zu geringen Stichprobenumfängen als relativ grob. Wenngleich die hier erzielten Ergebnisse nicht in vollem Umfang statistischen Signifikanz-Anforderungen entsprechen, so können sie doch näherungsweise zur Kennzeichnung der im Untersuchungsgebiet vorliegenden Bodenfeuchteverhältnisse benutzt und in die Analyse des wasserhaushaltlichen Geschehens einbezogen werden.

3.4.4. Bodenfeuchtevorratsänderungen in Abhängigkeit von Bodenarten und Vegetation bzw. Nutzung

Aus der Betrachtung des Wassergehaltes allein ist die Wasserbewegung im Boden (vgl. u. a. VAN DER PLOEG & BENECKE 1974, SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1976: 170–172) nicht zu erklären, da darüberhinaus das hydraulische Potential und die hydraulische Leitfähigkeit bekannt sein müssen. Die vergleichsweise leicht zu erfassende Größe Wassergehalt gibt jedoch auch für sich allein schon wichtige Hinweise auf zeitliche Veränderungen im Boden, die auch zu quantifizieren und insbesondere unter dem Gesichtspunkt des standörtlich-räumlichen Vergleichs von Bedeutung sind.

In der Abb. 16 a–c sind die monatlichen Änderungen der Bodenfeuchte ΔS_b für die Bodenzone 0–85 cm ab April 1974 summiert für die Pedohydrotypen aufgetragen. Lokale Zufälligkeiten sind durch Mittelung weitgehend ausgeschaltet.

Da die Bodenfeuchte-Vorratsänderungen von den die Bodenoberfläche tatsächlich erreichenden Niederschlägen bestimmt werden, ist im oberen Teil der Abb. 16 a–c der im Freiland, sowie der unter Fichten- und Baumbeständen gemessene Niederschlag unter Berücksichtigung des Stammablaufs ausgewiesen.

Tab. 11: Mittelwert \bar{x} , Standardabweichung s und Variationskoeffizient v der Bodenfeuchtesummen 0–85 cm in mm der Pedohydrotypen zu ausgewählten Meßterminen. Signifikante Werte (Sicherheitswahrscheinlichkeit $\geq 90\%$) sind unterstrichen.

Pedohydrotyp	271073 150574 281074 170475 200975 (300775)					
	mm	mm	mm	mm	mm	
11	\bar{x}	<u>130</u>	<u>87</u>	<u>165</u>	<u>139</u>	<u>44</u>
	s	22	22	29	24	24
	v	17	25	18	17	55
12	\bar{x}		84	<u>180</u>	<u>146</u>	(92)
	s		17	14	12	10
	v		20	8	8	11
13	\bar{x}	102	76	98	<u>115</u>	28
	s	19	21	18	15	5
	v	19	28	8	13	18
14	\bar{x}	<u>96</u>	<u>117</u>	<u>132</u>	<u>142</u>	32
	s	14	15	16	18	9
	v	15	13	12	6	28
21	\bar{x}	148	133	<u>221</u>	193	72
	s	33	12	13	14	12
	v	22	9	6	7	18
22	\bar{x}	156	149	234	<u>208</u>	(104)
	s		20	28	16	24
	v		13	12	8	23
24	\bar{x}	119	<u>149</u>	122	<u>174</u>	31
	s	19	14	24	16	9
	v	16	10	19	9	29
31	\bar{x}	190	<u>165</u>	<u>262</u>	246	94
	s		10	7	19	14
	v		6	3	8	15
32	\bar{x}		<u>196</u>	<u>305</u>	259	164
	s		14	17	14	24
	v		7	6	9	15
34	\bar{x}	169	184	244	236	104
	s	15	15	31	21	19
	v	9	8	13	9	19
41	\bar{x}	202	169	<u>268</u>	267	107
	s		30	11	49	14
	v		18	4	19	13
42	\bar{x}		<u>203</u>	<u>308</u>	<u>261</u>	154
	s		16	21	17	23
	v		8	7	7	15

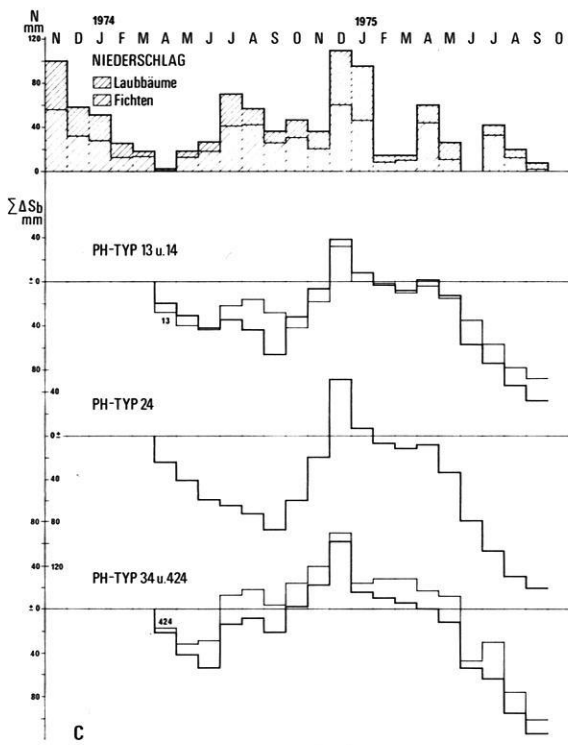
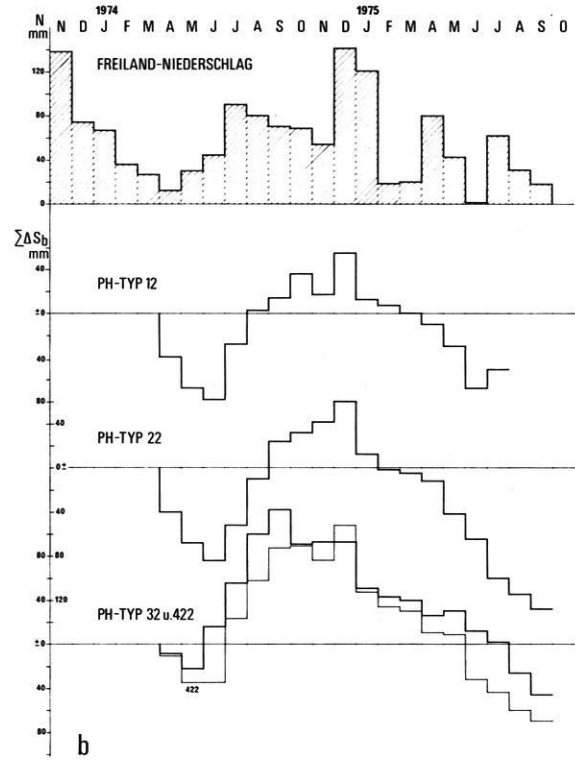
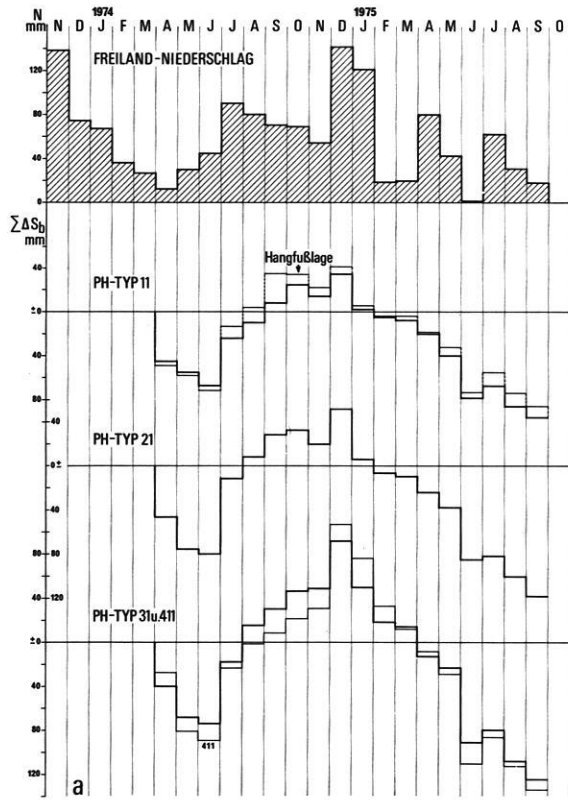


Abb. 16: Bodenfeuchteverratsänderungen ΔS_b der Pedohydrotypen in Abhängigkeit von Vegetations- und Nutzungsformen für die Wasserbaushaltsjahre 1974 und 1975.
a Pedohydrotypen mit Grünland, b Pedohydrotypen mit Ackerland, c Pedohydrotypen mit Laubbaum- und Gebüschbeständen.

Im Jahresgang zeigen einerseits Grünland und Ackerland und andererseits die Baum- und Fichtenbestände Ähnlichkeiten und Übereinstimmungen. Der Einfluß der Bodenart unter gleicher Vegetationsbedeckung auf den Bodenfeuchtehaushalt ist unverkennbar. Mit zunehmend feinkörnigen Bodenarten und damit einhergehenden Veränderungen im Speichervermögen und Versickerungsverhalten, wird sowohl der absolute Feuchtegehalt als auch die Schwankungsbreite der monatlichen Vorratsänderungen größer. Wird wie in Abb. 16a–c als Bezugswert der Summenkurven die mittlere Frühjahrsfeuchte verwendet, so ist einerseits Zeitdauer und Umfang der Überfeuchte (vgl. THOMAS 1975) in Abhängigkeit von Bodenart und Feuchteregime und andererseits der Einfluß der Vegetation innerhalb des gleichen Pedohydrotyps zu sehen. Der Einfluß der Vegetation auf den Bodenwasserhaushalt und damit auch auf den Gebietswasserhaushalt wird besonders deutlich, wenn für gleiche Vegetationsbedeckung bzw. Nutzungsformen das über alle Pedohydrotypen entsprechende der jeweiligen Anzahl der Meßstellen gewichtete Mittel der Vorratsänderungen in der Bodenzone 0–85 cm gebildet wird (vgl. Abb. 17).

Unter Grünland und noch stärker ausgeprägt unter Ackerland setzt in einem Jahr wie 1974 mit einer im langjährigen Vergleich durchschnittlichen Jahres-Niederschlagsmenge nach der Bodenfeuchtezerhung während der Hauptwachstumsperiode eine Zunahme von ΔS_b bereits im August ein, während unter den Baumbeständen noch bis in den November hinein die Ausschöpfung anhält.

Wenngleich das Wasserhaushaltsjahr (WHJ) 1974 hinsichtlich der Halbjahressummen und der Jahressumme im Gegensatz zum WHJ 1975 dem langjährigen Niederschlagsmittel weitgehend entspricht, so weichen doch die Monatswerte erheblich vom langjährigen Mittel ab. Die Abfolge unter- oder überdurchschnittlicher Monatsniederschläge im Jahresverlauf und insbesondere zur Vegetationsperiode beeinflussen den Bodenwasserhaushalt weit stärker, als aus den Halbjahres- oder Jahressummen der Niederschläge ersichtlich wird. Bei der Abschätzung des Bodenfeuchtehaushaltes in Halbjahresintervallen ist dieser Tatbestand hinsichtlich von Aussagen zum Gebietswasserhaushalt und zur Grundwasserneubildung zu berücksichtigen.

Die frühe Auffüllung des Bodenfeuchtevorrats unter Ackerflächen hat seine Ursache darin, daß ab Juli/August das Getreide abgeerntet ist und Verdunstungsverluste kaum noch durch Transpiration sondern nur durch die weniger wirksame Bodenevaporation eintreten und der Niederschlag ab dieser Zeit fast vollständig zur Auffüllung des Bodenfeuchtedefizits zur Verfügung steht.

Zwischen Entwicklungs- und Wachstumsstand eines jeden Pflanzenbestandes besteht eine eindeutige Beziehung zum Ausmaß der Verdunstung und Interzeption (KLAPP 1967, JORDAN 1974: 167–185). Während die Fichtenbestände, Laubbaum- und Gebüschbestände und das Grünland hinsichtlich der Wachstumsentwicklung

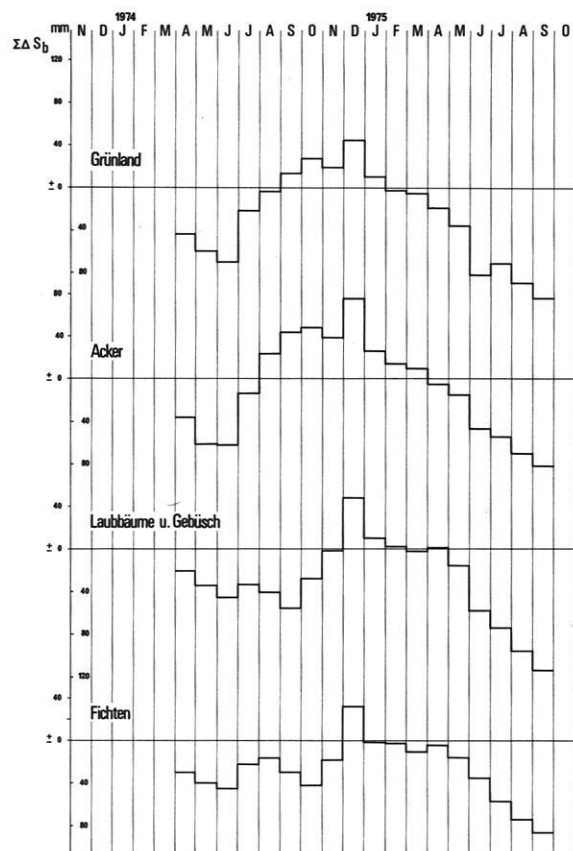


Abb. 17: Über alle Pedohydrotope gewichtetes Mittel der Bodenfeuchtevorratsänderung der Bodenzone 0–85 cm für die Vegetations- und Nutzungsformen Grünland, Ackerland, Laubbaum- und Gebüschbestände und Fichten.

jeweils als in sich relativ homogen anzusehen sind, trifft das für den Gesamtkomplex Ackerland nicht zu. Zwischen dem Entwicklungsgang von Halm- und Hackfrucht und selbst zwischen den verschiedenen Halmfruchtarten bestehen beträchtliche Unterschiede. Nach v. EIMERN (1964) geht die Bodenfeuchte unter Kartoffeln im Juli, unter Sommergerste im Mai/Juni und unter Wintergetreide besonders von Ende Mai bis Ende Juni erheblich stärker zurück als unter Grasland.

Anhand der Zusammenstellung der Bodenfeuchtevorratsänderung unter verschiedener Ackernutzung ergibt sich, daß im niederschlagsarmen WHJ 1975 die Vorratsänderungen eine enge Beziehung zu den Niederschlägen aufweisen, und darüberhinaus weniger durch die Fruchtarten selbst, als vielmehr durch die Bodenart und das Bodenfeuchteregime bestimmt werden. Zur Kennzeichnung der Bodenfeuchtevorratsänderungen unter Ackernutzung erscheint es daher gerechtfertigt und unter dem Gesichtspunkt einer allgemeingültigen Aussage sinnvoller, innerhalb der Pedohydrotypen den Mittelwert über die verschiedenen Fruchtarten zu bilden und die Nutzungsform Ackerland insgesamt den anderen Nutzungs- und Vegetationsformen vergleichend gegenüberzustellen.

3.4.5. Bodenfeuchtebilanzen

Ist der Interzeptionsbetrag der Vegetationsbestände bekannt, lassen sich unter der Annahme, daß erst nach Überschreiten der mittleren Frühjahrskapazität Versickerung einsetzt, bzw. nach Unterschreiten der mittleren Frühjahrskapazität Verluste im Bodenfeuchtegehalt größtenteils nur durch Verdunstung entstehen, näherungsweise Bodenfeuchte-Bilanzen für beliebige Meßintervalle erstellen. Allerdings gelten diese Annahmen nur für solche Standorte, an denen der Frühjahrs-Höchststand des Grundwassers mit Sicherheit die betrachtete Bodenzone nicht beeinflussen kann. Aus diesem Grund können in dieser Weise nur die Pedohydrotypen 1–3 bilanziert werden.

Obgleich sich der Hauptumsatz der Bodenfeuchte in der Bodenzone 0–85 bzw. 0–125 vollzieht (s.o.), ergeben sich bei Berücksichtigung dieser Vorratsänderungen nur unvollständige Werte für Verdunstung und Versickerung, da bei tieferwurzelnder Vegetation auch in tieferen Bodenzone während der Vegetationsperiode noch erhebliche Bodenfeuchteausschöpfung stattfindet. Für einige Feuchtemeßstellen unter Laubbäumen konnte im Sommer 1975 eine große Bodenfeuchtezeehrung bis in Tiefen von 250 cm nachgewiesen werden. Soweit möglich, werden die entsprechenden Werte für die beiden Bodenzone 0–125 und 0–175 cm Tiefe angegeben.

Für die flächenhafte Verallgemeinerung der Pedohydrotypen, die aus punktförmig gewonnenen Daten abgeleitet

sind, wird eine Gliederung des Gebietes in Flächen gleichen hydrologischen Verhaltens, in *Pedohydrotope* im Sinne von HAASE (1968), HUBRICH (1977), HUBRICH & THOMAS (1973), NEEF, SCHMIDT, LAUCKNER (1961) und THOMAS (1975, 1977) vorgenommen (Abb. 18).

Grundlage dafür ist die Landnutzungskarte (Abb. 10) und die Bodenartenkarte (Abb. 15), die graphisch so gestaltet wurde, daß durch das Spektrum der Signaturen von leicht (hell) nach schwer (dunkel) die Abnahme der Durchlässigkeit und die Zunahme des Speichervermögens (Wasserkapazität) bzw. der möglichen Stauvergleyung näherungsweise zum Ausdruck kommt.

In der Tab. 12 sind für die einzelnen Pedohydrotope die durchschnittlichen Werte der Bodenfeuchtevorratsänderung ΔS_b und der Landverdunstung V_a , die stets die Interzeption einschließt, für die Bodenzone 0–125 bzw. 0–175 cm zusammengestellt. Die Grundwasser-Pedohydrotope sind aus dem im Kap. 3.4.5. genannten Grund nicht berücksichtigt. Da sie aber immerhin eine Gesamtfläche von etwa 9% einnehmen, ist die Berechnung der Landverdunstung V_a aus der Bodenfeuchtevorratsänderung etwa um diesen Betrag zu korrigieren. In Gebieten mit großen Flächenanteilen von Grundwasser-Pedohydrotopen kommt ihnen eine besondere Bedeutung zu, da bei hoch unter Flur anstehendem Grundwasser praktisch ständig „potentielle“ Verdunstungsverhältnisse herrschen, die zu einer hohen Landverdunstung führen (vgl. SCHENDEL 1971).

Tab. 12: Bodenfeuchtevorratsänderungen ΔS_b und Verdunstung V_a (in mm) der Pedohydrotope im Niederschlagsgebiet Blunker See für die Wasserhaushaltsjahre 1974 und 1975

Pedohydrotop	Anzahl der Meßstellen	Bodenzone in cm	Wasserhaushaltsjahr 1974						Wasserhaushaltsjahr 1975					
			Wi.-Halbjahr ΔS_b	So.-Halbjahr V_a	Wi.-Halbjahr ΔS_b	So.-Halbjahr V_a	Jahr ΔS_b	Jahr V_a	Wi.-Halbjahr ΔS_b	So.-Halbjahr V_a	Jahr ΔS_b	Jahr V_a		
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)
SG 1	21	0–175	–38	134	115	270	77	405	–53	160	–168	323	–221	483
SA 2	8	0–175	–	–	88	297	–	–	–24	98	–101	207	–125	305
SF 3	8	0–125	–9	259	–23	408	–32	667	56	359	–122	277	–66	636
SB 4	10	0–175	103	158	–97	482	6	637	136	185	–244	399	–108	584
SSG 1	3	0–125	17	122	123	247	140	369	–94	162	–127	282	–221	444
SSA 2	4	0–125	5	95	154	255	159	350	–83	105	–157	272	–240	377
SSB 4	6	0–175	145	185	–149	534	–4	709	196	243	–307	458	–111	701
STG 1	5	0–175	5	125	175	210	180	335	–110	158	–179	330	–289	488
STA 2	4	0–175	–	–	101	259	–	–	–84	95	–140	295	–224	390
STB 4	6	0–125	52	201	21	339	73	540	31	218	–175	330	–144	548

S Pedohydrotope mit Sickerwasser-Regime

SS Pedohydrotope mit Sickerwasser-/Stauwasser-Regime

ST Pedohydrotope mit Stauwasser-Regime

G Grünland, A Ackerland, F Fichten, B Baum- und Gebüschbestände

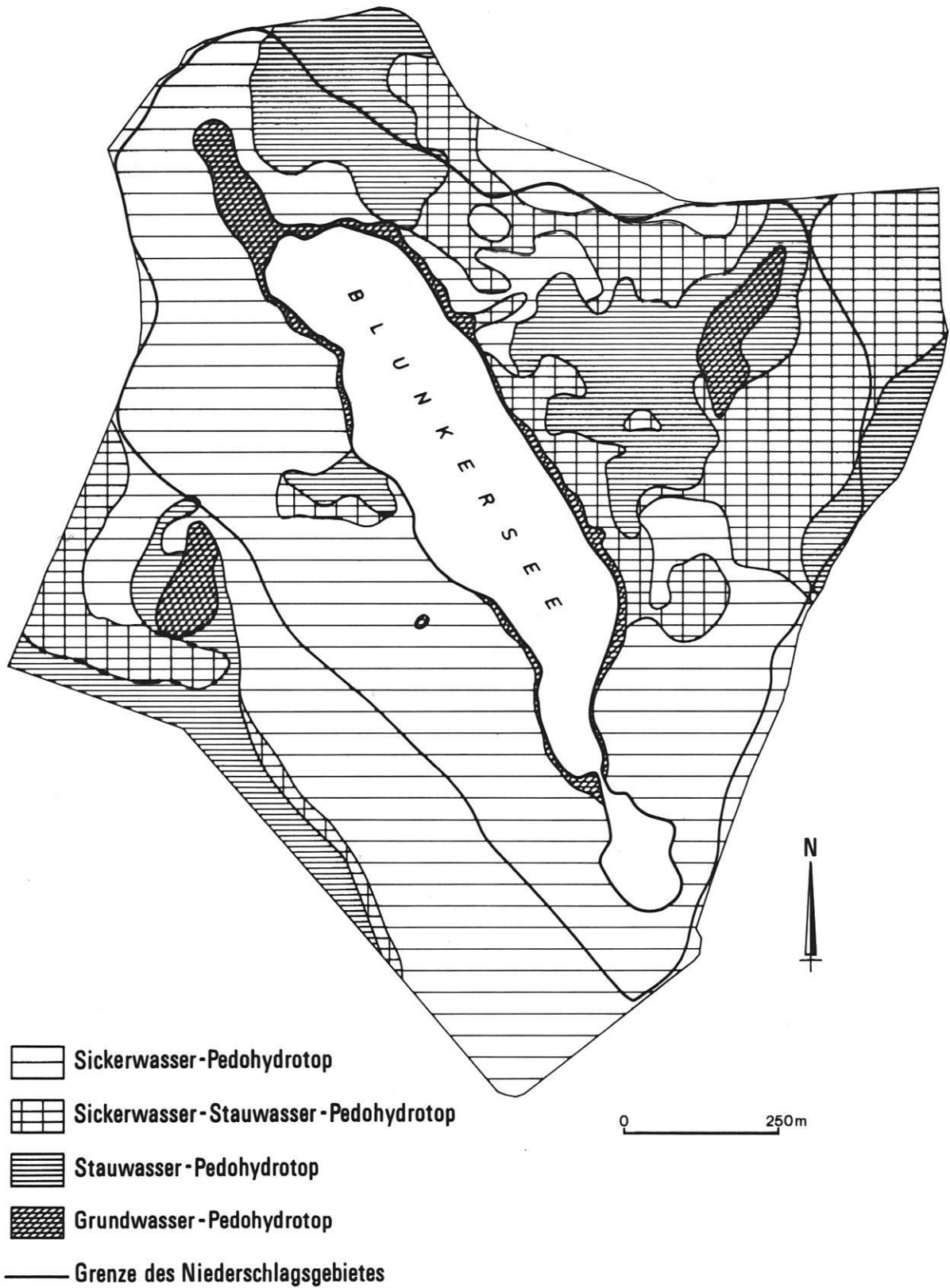


Abb. 18: Karte der Pedohydrotope im Blunker Seegebiet

Die Laubbaum- und Gebüschbestände sowie die Fichtenforsten zeichnen sich in den Wasserhaushaltsjahren jeweils durch die höchste V_a aus. Auch die Bodenfeuchtezerhung erreicht das größte Ausmaß. Im Gegensatz dazu sind die entsprechenden Beträge für Grünland und Ackerland deutlich niedriger, wobei die Jahresverdunstung des Ackerlandes die geringsten Werte aufweist.

Menge und Verteilung der Niederschläge sind in den beiden Sommer-Halbjahren sehr unterschiedlich, die Feuchteversorgung im Sommer 1975 ist sehr viel ungünstiger als im Sommer 1974. Setzt man die nach der HAUDE-Formel (HAUDE 1954, 1955) berechnete Verdunstung (Sommer 1974 = 380 mm, Sommer 1977 = 620 mm) als relatives Maß für die potentiellen Verdunstungsverhältnisse, so zeigt sich in den Sickerwasser-Pedohydrotopen, daß die Verdunstungsbeträge des Sommers 1975 nicht den Verdunstungsmöglichkeiten entsprechen. Hier werden die Ergebnisse von v. EIMERN (1964: 40) bestätigt, daß bei niedriger gewordenen Bodenfeuchtegehalten die tatsächliche weit hinter der potentiellen Verdunstung zurückbleibt.

In den stauwasserbeeinflussten Pedohydrotopen ist dagegen aufgrund des günstigeren Speichervermögens im Vergleich zum Sommer 1974 eine deutliche Zunahme oder ein Gleichbleiben der Verdunstungshöhe für den Sommer 1975 zu verzeichnen. Die Grünland-Pedohydrotope lassen hinsichtlich der Verdunstung in beiden Sommern ein gegensätzliches Verhalten erkennen. Während im Sommer 1974 die Pedohydrotope mit zunehmender Stauwasser-Beeinflussung abnehmende Verdunstungshöhen zeigen, steigen diese im Sommer 1974 deutlich an. In den Sickerwasser-Pedohydrotopen waren die pflanzenverfügbaren Feuchtereserven im Boden weitgehend ausgeschöpft, was durch Dürreerscheinungen im Grünland und in den Ackerkulturen eindrucksvoll bestätigt wurde. Die prozentuale Ausschöpfung der mittleren Frühjahrsfeuchte in den Sommer-Halbjahren 1974 und 1975 ist in den Sickerwasser-Pedohydrotopen im Durchschnitt deutlich höher als in den Stauwasser-Pedohydrotopen. Die Differenz zwischen den Ausschöpfungsprozenten beider Sommerhalbjahre liegt jedoch für fast alle Pedohydrotope in vergleichbarer Größenordnung (vgl. Tab. 9, Spalte 14).

Aus ΔS_b und V_a läßt sich näherungsweise das Sickerwasseraufkommen für bestimmte Zeiträume abschätzen. In der Höhe der Versickerungswerte für die Winterhalbjahre 1973/74 und 1974/75 ist der Einfluß der Niederschlagsmenge unverkennbar: Im Winterhalbjahr 1974/75 sind die Versickerungsbeträge mit Ausnahme der Fichtenbestände generell höher. Versickerung ist hier zu definieren als Versickerung in Tiefen > 125 cm bzw. > 175 cm unter Flur.

In Übereinstimmung mit LIEBSCHER (1970) zeigt sich auch die Abhängigkeit der Sickerwassermenge von der Bodenart. Diese Beziehung wird allerdings in beträchtlichem Umfang durch die Vegetation beeinflusst. Innerhalb der durch vorwiegend bodenphysikalische Größen

gegeneinander abgegrenzten Pedohydrotope ergeben sich vegetations- und nutzungsformbedingt größere Unterschiede als zwischen den Pedohydrotopen.

Für das Niederschlagsgebiet Blunker See errechnen sich unter Bezug auf die Tab. 12 für die ausgewiesenen Pedohydrotope für ΔS_b und V_a die in Tab. 13 zusammengestellten flächenanteiligen Werte, die auf ganze Zahlen gerundet wurden und sich auf die Bodenzone bis 175 cm Tiefe beziehen. Da nicht in allen Pedohydrotopen bis in diese Tiefe gemessen werden konnte, werden die fehlenden Werte unter Bezug auf die Bodenzone 0–125 cm und im Vergleich zu nahestehenden Pedohydrotopen geschätzt.

Unter dem Gesichtspunkt einer Verallgemeinerung und der Beurteilung des wasserhaushaltlichen Geschehens in verschiedenen strukturierten Gebieten lassen sich die im Blunker See-Gebiet erzielten Ergebnisse der Bodenfeuchte-Untersuchungen folgendermaßen zusammenfassen:

1. Bei unterschiedlichen Niederschlagsmengen im Vergleich verschiedener Jahre wird der prozentuale Anteil, der für die Verdunstung verbraucht wird, bei geringeren Niederschlägen höher, da die Verdunstung je nach Bestand relativ konstant ist.
2. Zeitpunkt und Ausmaß der Aufzehrung des Bodenfeuchtevorrats sowie dessen primär niederschlagsabhängige Auffüllung werden neben den bodenphysikalischen Gegebenheiten vor allem durch Vegetations- und Nutzungsformen und deren spezifischen Entwicklungsgang wesentlich bestimmt und beeinflusst. Damit unmittelbar verknüpft ist der unterschiedliche Beginn und Umfang der Versickerung und Grundwasserneubildung.
3. Unter Acker- und Grünland setzt in Jahren mit durchschnittlicher Niederschlagsmenge und Niederschlagsverteilung die Auffüllung des Bodenfeuchtevorrats bereits im Spätsommer (Juli/August) ein, während unter Wald die Bodenfeuchtezerhung noch bis zum Ende der Vegetationsperiode (Oktober) andauert.
4. Im Zusammenhang mit der geologisch-pedologischen Struktur eines Niederschlagsgebietes gewinnt die Art und flächenanteilige Verbreitung der Vegetation und Landnutzung sowohl unter dem Aspekt der Zeitdauer und Geschwindigkeit des Ablaufs des Wasserkreislaufes als auch unter dem Aspekt der Menge des im Zwischenspeicher Boden verbleibenden Niederschlagswassers einen besonders hohen Stellenwert.

3.5. Verdunstung

Bei den Verdunstungsvorgängen ist zu unterscheiden zwischen der Evaporation und der Evapotranspiration. Evaporation findet statt von freien Wasserflächen, benetzten Pflanzenoberflächen und vegetationslosen Bodenoberflächen. Die potentielle Evaporation entspricht der tatsächlichen (= aktuellen) Verdunstung von freien Wasserflächen und wassergesättigten, vegetationsfreien Bodenoberflächen.

Tab. 13: Die flächenanteiligen Werte der Bodenfeuchteverrandsänderung ΔS_b und der Landverdunstung V_a (in mm) der einzelnen Pedohydrotope im Niederschlagsgebiet Blunker See für die Wasserhaushaltsjahre 1974 und 1975.

Pedohydrotop	Gebietsanteile in ha %		Wasserhaushaltsjahr 1974						Wasserhaushaltsjahr 1975						
			Wi.-Halbjahr		So.-Halbjahr		Jahr		Wi.-Halbjahr		So.-Halbjahr		Jahr		
			ΔS_b	V_a	ΔS_b	V_a	ΔS_b	V_a	ΔS_b	V_a	ΔS_b	V_a	ΔS_b	V_a	
SG	11	17,8	16,7	-7	23	20	48	13	71	-10	28	-30	57	-40	85
SSG	21	5,9	5,6	1	7	9	16	10	23	-6	10	-15	16	-16	26
STG	31	4,8	4,5	0	6	8	10	8	16	-5	6	-8	16	-13	22
Σ		28,5	26,8	-6	36	37	74	31	110	-21	44	-53	89	-74	133
SA	12	15,9	15,0	(-10)	(13)	14	45	(4)	(58)	-4	15	-15	31	-19	46
SSA	22	12,1	11,4	(1)	(11)	18	31	(19)	(42)	-10	13	-19	34	-29	47
STA	32	3,4	3,2	(0)	(5)	3	9	(3)	(14)	-3	3	-5	10	-8	13
Σ		31,4	29,6	(-9)	(29)	35	85	(26)	(114)	-17	31	-39	75	-56	106
SB	14	9,4	8,8	9	14	-9	42	0	56	12	16	-22	35	-10	51
SSB	24	0,5	0,5	1	1	-1	3	0	4	1	1	-2	3	-1	4
STB	34	0,6	0,6	0	1	0	2	0	3	0	2	-1	2	-1	4
Σ		10,5	9,9	10	16	-10	47	0	63	13	19	-25	40	-12	59
SF	13	4,9	4,6	0	12	-3	20	-3	32	3	18	-7	13	-4	31
Gesamt- Σ		75,3	70,9	-5	93	59	226	54	319	-22	112	-124	217	-146	329

S Pedohydrotope mit Sickerwasser-Regime

SS Pedohydrotope mit Sickerwasser-/Stauwasser-Regime

ST Pedohydrotope mit Stauwasser-Regime

G Grünland, A Ackerland, F Fichten, B Baum- und Gebüschbestände

Bei der Evapotranspiration – bei der der wesentlichste Teil der Wasserdampf-abgabe durch die Pflanzen erfolgt – ist ebenfalls zu unterscheiden zwischen aktueller und potentieller Evapotranspiration. Die aktuelle Evapotranspiration (AET) bezeichnet die tatsächlich abgegebene Wassermenge. Die potentielle Evapotranspiration (PET) hat den Charakter einer reinen Klimagröße und ist geeignet für den regionalen Vergleich von Relativwerten. Nach BAUMANN (1964) kennzeichnet die PET den Wasserverbrauch eines voll entwickelten Pflanzenbestandes einschließlich der unmittelbaren Verdunstung vom Erdboden (Evaporation), der immer soviel Wasser zur Verfügung hat, wie die Pflanzen irgend verbrauchen können. Das trifft nur für Gebiete mit ganzjährig hoch unter Flur anstehendem Grundwasser zu. Sonst ist die AET stets kleiner als die PET.

Die Gebietsverdunstung umfaßt die gesamte Wasserabgabe eines Einzugsgebietes an die Luft. Sie ist nicht nur eine Funktion des Klimas, sondern auch der Vegetation und setzt sich zusammen aus der Transpiration der Pflanzen und der Evaporation von Boden- und Pflanzenoberflächen (Interzeption). Die AET entspricht daher der Landverdunstung V_a . Sofern offene Wasserflächen zum betrachteten Gebiet zählen, muß die flächenanteilige Evaporation (= PET) mit berücksichtigt werden.

3.5.1. Bestimmung der Landverdunstung

Die Bestimmung von langjährigen Durchschnittswerten der Gebietsverdunstung wird in der Regel mit der Wasserbilanz auf der Grundlage der allgemeinen Wasserhaushaltsgleichung $N = V + A$ vorgenommen, mit V als resultierender Größe aus $N - A$. Voraussetzung für dieses Verfahren ist allerdings, daß das Einzugsgebiet gut abgrenzbar ist und die Komponenten N und A ausreichend genau zu erfassen sind. Das ist für Einzugsgebiete in Schleswig-Holstein allenfalls für große Flußgebiete näherungsweise gegeben. Für kürzere Zeiträume und kleinere Einzugsgebiete ist die erweiterte Wasserhaushaltsgleichung (siehe Kap. 2.3.) zu verwenden, wobei hier in noch zwingenderer Weise die Abgrenzbarkeit des Einzugsgebietes gewährleistet sein muß, da die verschiedenen Vorratsglieder mit besonderem Gewicht in die Gleichung eingehen.

Eine unmittelbare Messung der Verdunstung ergibt sich durch den Einsatz von Lysimetern. Dazu kann an dieser Stelle nur auf eine Auswahl der umfangreichen Literatur hingewiesen werden: FRIEDRICH (1961), KALWEIT (1953), LIPPERT (1976), PEAFF & FRIEDRICH (1954), SCHROEDER (1970, 1971, 1975), SCHROEDER & BRAUN (1976).

Verdunstungsmesser wie das PICHE-Evaporimeter (VINCK 1957, 1961) und die WILD'sche Verdunstungswaage lassen sich zwar kaum für die Herleitung absoluter Verdunstungswerte verwenden, eignen sich aber durchaus für die Ermittlung von Relativwerten beim Vergleich verschiedener Standorte.

Die in den Verdunstungskesseln des Typs Class A ermittelten Verdunstungswerte sind weder mit der aktuellen noch potentiellen Verdunstung identisch. Die PET ergibt sich erst durch Multiplikation mit einem Faktor von etwa 0,9 für Mitteleuropa, der sich aus Windgeschwindigkeit, Sonnenscheindauer, Lufttemperatur, rel. Luftfeuchte und Wassertemperatur errechnet (vgl. CHOW 1964: 11–6).

Neben diesen experimentell-messenden Verfahren wird die Gebietsverdunstung unter Einsatz klimatologischer und meteorologischer Daten, die in den verschiedenen Verdunstungsformeln Verwendung finden, ermittelt. Nach BAUMGARTNER (1967) läßt sich die Verdunstung sowohl aus dem vertikalen Wasserdampfaustausch über die Berechnung aus dem Wasserdampfstrom und aus dem Wasserdampftransport durch turbulenten Massenaustausch als auch aus der Energiebilanz ermitteln. Für beide Verfahren ist jedoch eine Fülle von meteorologischen und klimatischen Größen erforderlich, die nicht überall zur Verfügung stehen oder erstellt werden können.

Während die PENMAN-Formel als die z. Z. weithin genaueste Methode zur Abschätzung der Verdunstung gilt, ist man über die Aussagefähigkeit der empirischen Abschätzungsformeln wie der von HAUDE (1952, 1954, 1955, 1958) sehr unterschiedlicher Meinung (DAMMANN 1965). Die HAUDE-Verdunstungsformel

$$V_H = f \cdot (E - e)_{14 \text{ mm}}$$

verwendet lediglich das Sättigungsdefizit $(E - e)$ der Luft, gemessen um 14.00 h Ortszeit, multipliziert mit einem Proportionalitätsfaktor (f) , dessen Größe weitgehend die Tageslänge enthält und sich von Monat zu Monat ändert.

Hinsichtlich der Anwendbarkeit und der Genauigkeit in der Übereinstimmung mit Verdunstungsmessungen und anderen Verdunstungsformeln liegt in der Literatur eine breite Diskussion vor, auf die hier nur verwiesen werden soll (v. EIMERN 1964, KELLER 1962, SCHENDEL 1967, EINSELE et al. 1969, DAMMANN 1965 u. a.).

Im Untersuchungsgebiet konnten nur die für die Anwendung der HAUDE-Formel erforderlichen Größen gemessen und daraus für den Zeitraum Juni 1973 – Oktober 1976 die Tageswerte der HAUDE-Verdunstung V_H ermittelt werden.

Wenn schon eine Ableitung der Gebietsverdunstung oder der pot. Evaporation (PET) aus diesen Verdunstungswerten nicht möglich ist, so lassen sich doch damit Unterschiede in den Verdunstungsverhältnissen zwischen den Jahren und Monaten deutlich machen.

Da die HAUDE-Formel im wesentlichen auf dem Sättigungsdefizit der Luft basiert, müssen gewisse Verfälschungen auch bei der Verwendung der HAUDE-Verdunstungswerte als Relativwerte hingenommen werden. Denn das Sättigungsdefizit und die Verdunstung sind nicht direkt proportional.

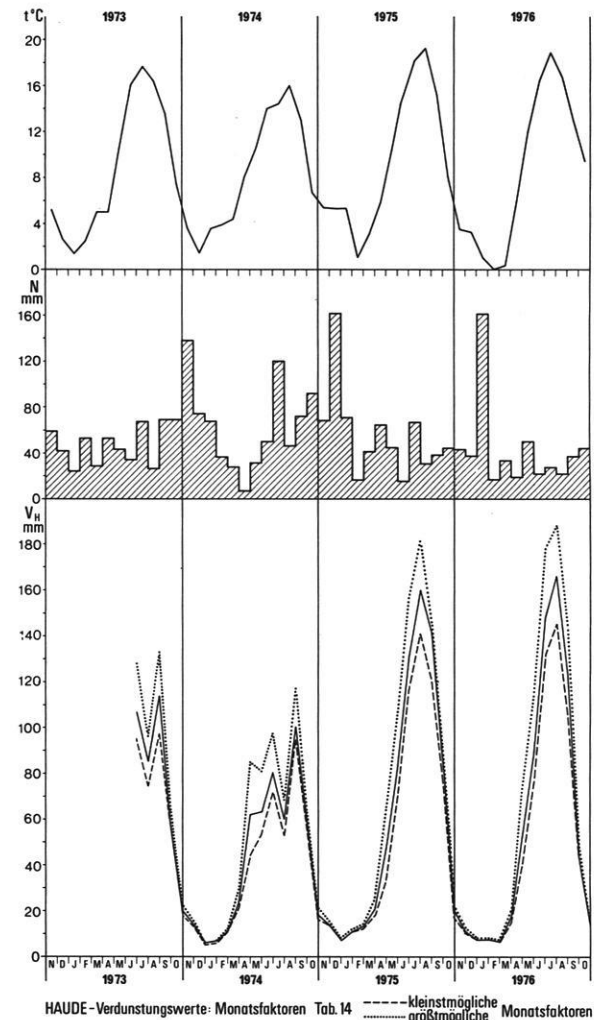


Abb. 19: Monatsmitteltemperaturen, Monatsniederschläge und monatliche Verdunstung V_H für die Wasserhaushaltsjahre 1973–1976 der Station Blunk

In der Abb. 19 sind die Monatssummen unter Verwendung der in Tab. 14 aufgeführten Proportionalitätsfaktoren (f) (Monatsfaktoren) dargestellt. Um die Problematik der Auswahl der Monatsfaktoren zu verdeutlichen, sind ebenfalls die Monatssummen abgebildet, die sich bei Einsatz der von HAUDE aufgeführten kleinst- und größtmöglichen Monatsfaktoren ergeben.

Tab. 14: Monatsfaktoren zur Berechnung der HAUDE-Verdunstung V_H

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0,28	0,28	0,32	0,39	0,40	0,43	0,41	0,36	0,33	0,30	0,28	0,28

Tab. 15: Halbjahres- und Jahressummen der HAUDE-Verdunstung V_H , der Landverdunstung V_a und der entsprechenden Niederschlagssummen (Regenmesser Nr. 40) für die Jahre 1973–1976.

	1973			1974			1975			1976		
	V_H	V_a	N	V_H	V_a	N	V_H	V_a	N	V_H	V_a	N
Winter	–	–	–	125	118	349	114	144	422	102	–	308
Sommer	383	–	265	380	305	409	618	324	239	583	–	200
Jahr	–	–	–	505	423	758	732	468	661	685	–	508

Die Halbjahres- und Jahressummen der HAUDE-Verdunstung sind in Tab. 15 den Werten der Landverdunstung V_a (= aktuelle Verdunstung), die aus den Bodenfeuchteverratsänderungen abgeleitet wurden (vgl. Kap. 3.4.5.), und den entsprechenden Niederschlagssummen gegenübergestellt.

Für die Winterhalbjahre 1974 und 1975 liegen die Werte der V_H und V_a nur relativ wenig auseinander. In den Sommerhalbjahren wird dieser Unterschied deutlich größer, wobei im niederschlagsarmen und warmen Sommer 1975 (Mitteltemperatur für Juli 18,1 und August 19,3°C) die V_a um fast die Hälfte niedriger als die V_H ist.

In Zeiten mit hohen Niederschlägen ist zwar ein relativ geringes Sättigungsdefizit vorhanden, die Gebietsverdunstung aber deshalb nicht eingeschränkt, sondern sie kann infolge der guten Feuchteversorgung des Bodens z.T. noch größer als in Normaljahren sein. Aus diesem Grunde weist in niederschlagsreichen Sommerhalbjahren die V_H Werte auf, die der V_a vergleichsweise nahe liegen. In den niederschlagsarmen Sommern wie 1975 nimmt V_H bei den durchweg herrschenden großen Sättigungsdefiziten der Luft Werte an, die die V_a weit übersteigen. Denn die geringe Feuchteversorgung bewirkt eine eingeschränkte Gebietsverdunstung.

Danach liegen die Werte der V_a für den Sommer 1975 höher als für 1974, da trotz der – wegen geringer Niederschläge – eingeschränkten Feuchteversorgung die wesentlich höheren Temperaturen 1975 (vgl. Abb. 19) die Verdunstung erhöhte.

Tab. 16: Landverdunstung V_a (in mm) der verschiedenen Vegetations- und Nutzungsformen im Niederschlagsgebiet Blunker See für die Wasserhaushaltsjahre 1974 und 1975.

Vegetation/Landnutzung	WHJ 1974	WHJ 1975
Grünland	390 (360–400)	470 (430–490)
Ackerland	384	370 (310–430)
Laubbaum- und Gebüschbestände	640 (540–710)	600 (550–700)
Fichten	700	680
Landverdunstung gesamt	437	453
Freiland-Niederschlag	705	590
Landverdunstung in % des Niederschlags	62	77

Die nach Vegetation bzw. Landnutzung verschiedenen Jahreswerte der V_a sind in der Tab. 16 zusammengestellt. Unter Berücksichtigung, daß für das Wasserhaushaltsjahr 1975 der Monat Oktober nicht in die Bilanz einbezogen ist, zeigt sich trotz erheblich geringerer Niederschläge im WHJ 1975 für Ackerland, die Laubbaumbestände und die Fichten gegenüber dem WHJ 1974 eine zumindest gleichhohe Verdunstung. Lediglich vom Grünland sind deutlich höhere Verdunstungswerte zu verzeichnen. Von den geringen Sommerniederschlägen 1975 entfiel ein großer Teil (vgl. Tab. 8) auf die Interzeption, so daß die Feuchteversorgung des Bodens stark reduziert war. Eine den relativ hohen Temperaturen entsprechende Verdunstung konnte daher nicht stattfinden.

3.5.2. Berechnung der Landverdunstung für den Zeitraum 1966–1973

Um die Analyse der Wasserstandsänderungen des Blunker Sees und des Gebietswasserhaushalts für den gesamten Beobachtungszeitraum seit 1966 unter Einbeziehung von Verdunstungswerten durchführen zu können, mußten für die fehlenden Jahre 1966–1973, für die aus dem Untersuchungsgebiet keine meteorologischen Daten vorliegen, die HAUDE-Verdunstung mit Werten der nur 8 km weit entfernten Klimastation Bad Segeberg/Kl. Rönnau berechnet werden.

Für den gemeinsamen Beobachtungszeitraum Juli 1973 bis Oktober 1976 wurde die Beziehung der beiden Datenreihen Blunker See und Bad Segeberg/Kl. Rönnau mittels Regressionsanalyse geprüft. Über die ermittelte Regressionsgleichung konnte die Datenreihe für den Blunker See für den Zeitraum 1966 bis 1973 berechnet und erweitert werden.

In der Tab. 17 sind die HAUDE-Verdunstungswerte für die Halbjahre und Jahre für den gesamten Zeitraum 1966–1976 zusammengestellt. In der Gegenüberstellung mit den entsprechenden Niederschlagssummen bestätigt sich, daß sich die Höhe der V_H der Sommerhalbjahre nahezu umgekehrt proportional zu den Niederschlagssummen verhält (Abb. 20). Die Beziehung ist mit $r = -0,75$ auf dem 99%-Signifikanzniveau gesichert.

Tab. 17: Verdunstung V_H und Niederschlag N (Regenmesser Nr. 40) für die hydrologischen Halbjahre und Jahre 1966–1976 im Niederschlagsgebiet Blunker See.

	Wi.-Halbjahr		So.-Halbjahr		Jahr	
	V_H	N	V_H	N	V_H	N
1966	82	519	406	422	488	941
1967	105	541	481	517	586	1058
1968	146	288	394	470	540	758
1969	103	304	494	310	597	614
1970	57	460	422	415	479	875
1971	100	259	478	381	508	640
1972	120	253	464	428	584	681
1973	118	259	458	308	586	567
1974	125	349	379	409	505	758
1975	114	422	619	239	732	661
1976	104	308	584	200	685	508

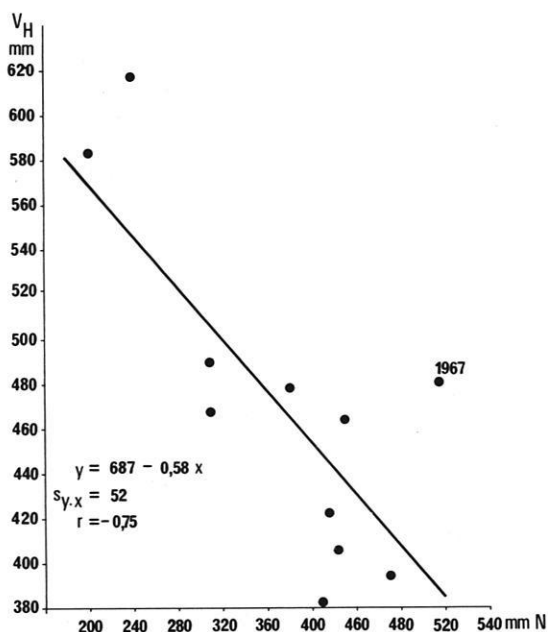


Abb. 20: Beziehung zwischen den Summen der HAUDE-Verdunstung V_H und des Niederschlags N für die Sommerhalbjahre 1966–1976

3.5.3. Bestimmung der Verdunstung freier Wasserflächen

Der Verdunstungsmessung auf freien Wasserflächen kommt in Niederschlagsgebieten mit anteilig großen Wasserflächen bei der Aufstellung von Wasserbilanzen eine entsprechende Bedeutung zu (WERNER 1971, RICHTER 1969).

Schleswig-Holstein hat etwa 780 km² freie Wasserflächen. Die mittlere Verdunstungshöhe wird mit 600 mm/Jahr angenommen (SPAHR 1971). Obgleich bei Umlegung auf die Gesamtfläche Schleswig-Holsteins nur

insgesamt 4,1% des Niederschlages von diesen Wasserflächen verdunsten, macht der Verdunstungsbetrag für Niederschlagsgebiete wie dem der Schwentine oder des Selenter Sees mit einer Wasserfläche von 16% bzw. 37% jedoch einen wesentlichen Anteil an der Gebietswasserbilanz aus. Auch im Niederschlagsgebiet Blunker See macht die freie Wasserfläche immerhin 20% der Gesamtfläche aus.

Die Verdunstung freier Wasserflächen ist bei entsprechender Meßwerterfassung kontinuierlich bestimmbar über die Wärmebilanz oder den vertikalen Wasserdampfstrom (RICHTER 1969, WERNER 1974). Ein instrumentell weniger aufwendiges Verfahren zur Bestimmung der Verdunstung freier Wasserflächen bietet sich mit der Kessel- oder Behältermessung auf Flößen.

In den grundlegenden Untersuchungen von RICHTER (1969) am Stechlinsee (Mecklenburg) ergeben sich gute Übereinstimmungen zwischen Kessel-Verdunstungsmessungen und der Berechnung aus der Wärmebilanz und über den mittleren Feuchte Austausch (Tab. 18).

Tab. 18: Mittlere Jahressummen in mm und deren Extremwerte der Verdunstung freier Wasserflächen vom Stechlinsee für 1958 bis 1965 nach D. RICHTER (1969 a).

	Wi.-Halbjh.	So.-Halbjh.	Jahr
Kesselverdunstung, gemessen und empirisch ergänzt	138 (120–164)	469 (383–595)	607 (532–726)
aus der Wärmebilanz berechnete Verdunstung	116 (85–144)	493 (436–575)	610 (530–711)
über den mittleren Feuchte Austausch berechnete Verdunstung	142 (115–179)	451 (346–548)	593 (494–671)

Die Werte der Kesselmessungen liegen zwischen denen der beiden Berechnungsverfahren. Auch WERNER (1974) kommt zu ähnlichen Übereinstimmungen der Verdunstungswerte zwischen Kesselmessungen und der Berechnung über den vertikalen Wasserdampfstrom. Mit Hilfe eines integrierenden kinetischen Verdunstungsmessers (WERNER 1971, 1974, WERNER et al. 1977) ist es neuerdings möglich, ohne großen instrumentellen und technischen Aufwand die Verdunstung freier Wasserflächen zuverlässig zu messen.

Am Blunker See konnte die See-Verdunstung durch Kesselmessungen in mehreren Monaten der Sommerhalbjahre 1974, 1975 und 1976 ermittelt werden.

Auf einem 25 m² großen, in der Seemitte verankertem Holzfloß wurden drei Kessel installiert. Davon hatten zwei Kessel eine Fläche von 2000 cm², einer eine Fläche von 5000 cm². Ein weiterer Kessel mit 1500 cm² Fläche war am SW-Ufer im flachen Wasser auf Grund aufgestellt. An zwei Kesseln auf dem Floß wurden die Was-

serstandsänderungen mit je einem selbst konstruierten Schreibpegel kontinuierlich registriert. An den anderen Kesseln wurden die Wasserstandsänderungen an einer skalierten, schräggestellten Kapillare in Abständen von mehreren Tagen abgelesen. Geräteausfälle ergaben sich gelegentlich durch technische Defekte in den Registrierungseinrichtungen. Ausfälle durch Überschwappen traten in den Monaten Oktober und November ein.

Für jeden Meßkessel wurden die Wochensummen der Verdunstung ermittelt, da auch die übrigen Wasserhaushaltsgrößen, insbesondere der Niederschlag, in diesem Zeitintervall gemessen wurden und den weiteren Analysen und Berechnungen zugrundeliegen. Der Mittelwert aus allen vier Kesseln wird als der tatsächliche Verdunstungsbetrag des Blunker Sees vorausgesetzt. Die Unterschiede zwischen den vier Verdunstungskesseln betragen bei Wochenwerten etwa 2–5%, wobei für keinen Kessel eine bestimmte Konstanz in der Höhe der Abweichung festgestellt werden konnte.

Auf der Grundlage der gemittelten Wochensummen sind in der Tab. 19 (Spalte 1) die Verdunstungswerte für zusammengefaßte Zeiträume, die fast Monaten entsprechen, aufgeführt.

Tab. 19: Gemessene Kesselverdunstung V_K , berechnete HAUDE-Verdunstung V_H und über die Regression $V_K = 3,52 V_H^{0,75}$ geschätzte Verdunstung V_S des Blunker Sees für verschiedene Zeiträume der Sommerhalbjahre 1974–1976.

	V_K (1)	V_H (2)	V_S (3)
15. 7. bis 29. 7. 1974	51	32	47
29. 7. bis 26. 8. 1974	98	87	101
26. 8. bis 30. 9. 1974	99	73	88
30. 9. bis 21. 10. 1974	34	15	26
	282	207	262
22. 7. bis 28. 7. 1975	32	31	46
28. 7. bis 30. 8. 1975	143	150	152
30. 8. bis 27. 9. 1975	66	83	98
13. 10. bis 20. 10. 1975	7	5	11
20. 10. bis 16. 11. 1975	17	8	16
	265	277	323
12. 6. bis 1. 7. 1976	114	111	121
1. 7. bis 29. 7. 1976	163	154	155
29. 7. bis 28. 8. 1976	137	115	124
28. 8. bis 2. 10. 1976	91	57	72
2. 10. bis 30. 10. 1976	45	12	23
30. 10. bis 12. 11. 1976	13	13	24
	563	462	519

Um die Verdunstungswerte der freien Wasserfläche auch für die Zeiten, in denen noch nicht gemessen werden konnte, abschätzen zu können, wurde versucht, eine Beziehung zwischen den gemessenen Verdunstungswerten der Kessel und den wenigen im Untersuchungsgebiet selbst gemessenen oder hergeleiteten klimatologi-

schen Parametern zu finden. Es zeigte sich, daß die HAUDE-Verdunstungswerte, die mit den in der Tab. 14 aufgeführten Monatsfaktoren errechnet wurden, Tab. 19, Spalte 2) näherungsweise Übereinstimmung zeigten. Die Regressionskurve wurde mit Hilfe der Exponentialfunktion $y = ax^b$ errechnet (Abb. 21). Durch Transformation in $\ln y = \ln a + b \ln x$ ergibt sich eine lineare Regression, für die sich ein Korrelationskoeffizient von $r = 0,94$ errechnet, der auf dem 99%-Niveau signifikant ist.

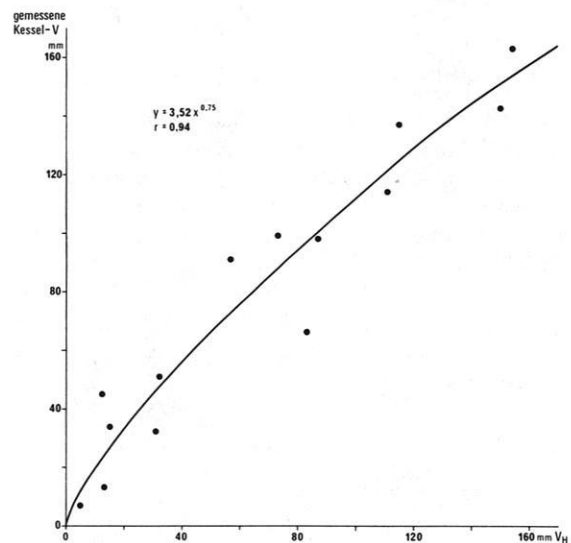


Abb. 21: Beziehung zwischen der gemessenen Kesselverdunstung V_K und der HAUDE-Verdunstung V_H

Tab. 20: Geschätzte Verdunstung V_S (in mm) des Blunker Sees und Verdunstung V_H (in mm) der Station Blunk für die hydrologischen Halbjahre und Jahre 1966–1976.

	Winter		Sommer		Jahr	
	V_S	V_H	V_S	V_H	V_S	V_H
1966	143	82	493	406	636	488
1967	171	105	559	481	730	586
1968	214	146	478	394	692	540
1969	164	103	571	494	735	597
1970	109	57	504	422	613	479
1971	168	100	559	478	727	578
1972	190	120	547	464	737	584
1973	188	118	538	458	726	586
1974	192	125	468	379	660	505
1975	184	114	670	619	854	732
1976	165	104	632	584	797	685
MW	172	107	547	471	719	578

Auch die aus der Beziehung der HAUDE-Verdunstungswerte der Stationen Bad Segeberg/Kl. Rönnau und Blunk für das Blunker Gebiet hochgerechneten V_H -Werte für den Zeitraum 1966–1973 wurden unter Verwendung der obengenannten Regressionsfunktion in Verdunstungswerte der freien Wasserfläche überführt. Sie werden im folgenden, insbesondere bei der Analyse der Wasserstandsänderungen und der Erstellung von Wasserhaushaltsbilanzen weiter verwendet. Die Halbjahres- und Jahreswerte für den Zeitraum 1966–1976 sind in Tab. 20 zusammengestellt.

3.5.4. Vergleich der Verdunstung verschiedener Seen

Es steht außer Frage, daß die in dieser Weise geschätzten See-Verdunstungswerte nur näherungsweise Gültigkeit haben können. Eine Prüfung der im Untersuchungsgebiet erzielten Ergebnisse durch Vergleich mit anderen Gebieten ist einmal wegen der geringen Anzahl der Vergleichsmöglichkeiten stark eingeschränkt, zum anderen aber

auch sehr problematisch, da sich die jeweilige Morphometrie der Gewässer, die geographische Lage und damit implizit die anderen klimatischen Verhältnisse – oder auch nur die anderen Witterungsabläufe – wesentlich auf die Verdunstung auswirken.

In der Tabelle 21 sind die Verdunstungswerte verschiedener Mecklenburgischer Seen (Stechlin-, Nehmitz- und Müritz-See) und von zwei Talsperren in der Niederlausitz (Spremburg, Pöhl) und des Blunker Sees zusammengestellt.

Für den Zeitraum 1958–1965 sind die Durchschnittswerte für die Halbjahre und Jahre für den Stechlinsee und Nehmitzsee nahezu gleich groß. Der in der gleichen Region liegende Müritzsee weist dagegen erheblich höhere Durchschnittswerte auf. Offensichtlich kommt darin, verursacht durch die morphometrischen Gewässerkennwerte wie Größe, Tiefe und Gestalt, der unterschiedliche Wärmehaushalt zum Ausdruck. Für die um fast 100 mm geringere Verdunstung des Blunker Sees für den gleichen Zeitraum kann eine Erklärung in den anderen klimatischen Verhältnissen, die

Tab. 21: Verdunstungswerte für einige Seen des Norddeutschen Tieflandes und Lufttemperaturen benachbarter Stationen für die Zeiträume 1958–1965 und 1966–1975 nach verschiedenen Autoren für die hydrologischen Halbjahre und Jahre.

	nach der Wärmebilanz berechnete Verdunstung									Temperatur ⁴⁾	
	Stechlinsee ²⁾			Nehmitzsee ²⁾			Müritzsee ³⁾			Mecklenburg	
	Wi.	So.	Jh.	Wi.	So.	Jh.	Wi.	So.	Jh.	Wi.	So.
1958	117	469	586	67	473	540	117	579	696	–	14,2
1959	136	575	711	145	567	712	178	653	831	3,3	14,4
1960	135	517	652	77	511	588	169	574	743	1,8	13,7
1961	127	507	634	115	484	599	97	518	615	4,5	14,1
1962	134	447	581	96	464	560	136	577	713	2,1	12,5
1963	88	501	589	97	518	615	110	607	717	–0,9	14,4
1964	85	503	588	91	531	622	72	622	694	1,5	14,0
1965	94	463	530	62	482	544	72	564	636	2,4	12,9
MW	114	494	608	94	503	598	119	587	706	2,1	13,8

	Stechlinsee ⁵⁾			Talsperre ⁵⁾ Spremburg			Talsperre ⁵⁾ Pöhl			Mecklenburg		Verdunstung Blunker See			Temperatur Blunk/Sege- berg	
	Wi.	So.	Jh.	Wi.	So.	Jh.	Wi.	So.	Jh.	Wi.	So.	Wi.	So.	Jh.	Wi.	So.
1966	128	527	655	188	550	738	173	568	741	1,5	14,6	143	493	636	1,8	13,9
1967	183 ¹⁾	639	822	208	555	763	207	636	843	3,1	15,0	171	559	730	3,6	14,2
1968	217	628	845	213	584	797	195	546	741	2,9	14,2	214	478	692	3,3	14,2
1969	236	646	882	137	580	717	143	597	740	0,3	14,6	164	571	735	1,3	14,4
1970	178	664	842	130	607	737	155	560	715	–0,7	14,1	109	504	613	–0,4	13,6
1971	231	655	886	176	627	803	182	654	836	2,6	14,5	168	559	727	2,8	13,9
1972	202	534	736	177	552	729	198	513	711	2,9	13,1	190	547	737	3,1	12,9
1973	199	606	805	173	647	820	164	642	806	3,0	14,0	188	538	726	3,6	13,8
1974	229	604	833	241	517	758	210	609	819	3,5	13,0	192	468	660	4,2	12,4
1975	202	668	870	206	655	861	234	622	856	4,2	14,7	184	670	854	4,0	14,2
MW	201	617	818	185	587	772	186	595	781	2,3	14,2	172	539	711	2,7	13,8

1) Seit 1967 thermisch beeinflusst.

2) Nach HEITMANN, RICHTER & SCHUMANN 1969.

3) Nach D. RICHTER 1975.

4) Mittelwerte der Stationen Teterow, Neustrelitz, Zehdenick nach: Monatlicher Witterungsbericht der DDR für die Jahre 1958–1975.

5) Nach D. RICHTER 1977.

Tab. 22: Durchschnittliche Jahresniederschläge in mm und mittlere jahreszeitliche Anteile in % der Gesamtverdunstung von freien Wasserflächen für einige Gewässer. Zusammengestellt nach RICHTER (1977) und eigenen Untersuchungen.

Gewässer	Jahressumme in mm	April – September	April – Oktober	Juni – August	Dezember – Februar	April – September	
						der Einzeljahre max.	min.
Talsperre Spremberg	772	78	84	47	7	83	73
Talsperre Pöhl (1966–1975)	781	74	83	46	7	80	67
Stechlinsee (1958–1966)	614	74	82	47	9	81	67
Blunker See (1966–1976)	686	82	88	51	5	88	77

näherungsweise durch die Mitteltemperaturen zum Ausdruck kommen, liegen. Deutlich höhere Verdunstungsbeträge weist der Stechlinsee für den Zeitraum 1967–1975 infolge thermischer Belastung durch Kraftwerksabwasser auf.

Von WERNER, SCHWETER & BRAUN (1977: 23) werden von der Stevertalsperre in Westfalen für die Sommerhalbjahre 1973 und 1974 Verdunstungswerte von 618 bzw. 470 (464) mm angegeben. Die entsprechenden für den Blunker See geschätzten Werte liegen bei 538 bzw. 468 mm. Die unterschiedliche Übereinstimmung dieser beiden Sommerhalbjahre kann durchaus mit regionalen Witterungsverschiedenheiten erklärt werden. Trotz der z. T. sehr erheblichen Unterschiede in der absoluten Höhe der Verdunstungswerte verschiedener Gewässer wird anhand der in Tab. 22 zusammengestellten Daten deutlich, daß die Verdunstungsanteile bestimmter Jahreszeiten nur wenig voneinander abweichen. Der Blunker See fügt sich in die Reihe der ausgewählten Gewässer in dieser Hinsicht sehr gut ein.

Während für einzelne Jahre und für Zeiträume von wenigen Jahren die Verdunstungswerte selbst nahe beieinanderliegender Seen mit vergleichbaren morphometrischen Kennwerten z. T. in weiten Grenzen differieren, zeichnen sich im langjährigen Mittel relativ gute Übereinstimmungen ab (vgl. Tab. 21 Talsperre Spremberg und Talsperre Pöhl). Daraus folgt, daß der Übertragung der Verdunstungswerte von einem Gewässer auf das andere Grenzen gesetzt sind, wenn im Rahmen von wasserwirtschaftlichen Maßnahmen (z. B. thermische Belastung) spezifische Werte für die betreffenden Gewässer verfügbar sein müssen.

Die Notwendigkeit einer künftig intensiveren Bewirtschaftung der Wasservorräte, die sich zwar noch nicht so sehr in Schleswig-Holstein aber in anderen Gebieten abzeichnet oder schon im Gange ist, verlangt eine möglichst genaue Kenntnis der Wasserhaushaltsgrößen, wobei insbesondere der Verdunstung als wesentlicher Verlustgröße Rechnung getragen werden muß.

In der Literatur finden sich zahlreiche methodische Ansätze, die die Erfassung der Verdunstung unter vertretbaren ökonomischen Aufwendungen sowohl auf experimentell-messenden als auch auf rechnerischem Wege ermöglichen (RICHTER 1969b, 1975, 1977; WERNER, SCHWETER & BRAUN 1977, u. a.).

In der Tab. 23 sind in einer Auswahl die bisher verfügbaren Werte für die Verdunstung freier Wasserflächen und Landflächen sowie der Gebietsverdunstung für in näherer und weiterer Umgebung des Untersuchungsgebietes Blunker See gelegenen Gebiete und Regionen zusammengestellt. Es handelt sich bei diesen Werten weitgehend um langjährige Mittel, die nach sehr unterschiedlichen Methoden, zumeist allerdings aus der allgemeinen Wasserhaushaltsgleichung gewonnen wurden.

Der Umfang der Tabelle kann nicht darüber hinwegtäuschen, daß insbesondere im Bereich der Erfassung der Gewässerverdunstung noch große Lücken bestehen, die es sowohl im wissenschaftlichen wie im wirtschaftlichen Interesse bald zu beheben gilt. Die hier vorgelegte Untersuchung stellt erstmals für schleswig-holsteinische Binnengewässer auf der Grundlage von Messungen vergleichsweise zuverlässig geschätzte Verdunstungswerte für freie Wasserflächen zur Verfügung.

Für die in Schleswig-Holstein genannten größeren und kleineren Niederschlagsgebiete ergibt sich etwa ein Mittel der Gebietsverdunstung von 440 mm. Bei vergleichbaren klimatischen Verhältnissen resultieren hohe Werte der Gebietsverdunstung:

1. aus großen Wasserflächen im Niederschlagsgebiet (der Blunker See z. B. nimmt 20% des Niederschlagsgebietes ein) bei einem Verhältnis von Land- zu Gewässerverdunstung von durchschnittlich 0,7:1,0 (1974 = 0,7, 1975 = 0,55); der Quotient wird kleiner in niederschlagsarmen und warmen Jahren, da der Feuchtevorrat frühzeitig erschöpft ist und die AET den Verdunstungsmöglichkeiten nicht mehr entsprechen kann.
2. aus großen Waldflächen. Die Ergebnisse aus dem Blunker Seegebiet zeigen für die Laub-Nadelholz-Bestände durchschnittliche Verdunstungsverluste von 90–95%, für Grünland und Ackerland dagegen nur ca. 55% des durchschnittlichen Jahresniederschlags. Nach BRECHTEL (1971a) ist das durchschnittliche Verdunstungsverhältnis zwischen Wald, Grünland und Ackerland wie 1:0,8:0,6. Dieses Verhältnis gilt ungefähr auch für das Jahr 1975 im Niederschlagsgebiet Blunker See.

Tab. 23: Übersicht über die durchschnittlichen Jahreswerte der Verdunstung freier Wasserflächen und Landflächen und der Gebietsverdunstung in verschiedenen Gebieten nach verschiedenen Autoren.

Autor	Gebiet	Zeitraum	Verdunstung in mm von		Gebietsverdunstung in mm
			Wasserflächen	Landflächen	
HEITMANN, RICHTER & SCHUMANN (1969)	Stechlinsee-Gebiet, Mecklenburg	1958–1965	605 (535–711)	430 (450)	458 (475) 415–525
	Stechlinsee		609 (530–711)		
	Nehmitzsee		598 (544–712)		
RICHTER (1969 a)	Müritz-See, Mecklenburg	1958–1967	712 (660–808)		
RICHTER (1969 b)	Gebiet der Oberen Seen, Mecklenburg	1912–1967	729	488	533
RICHTER (1977)	Talsperre Spremberg, Niederlausitz	1966–1975	771 (726–851)		
	Talsperre Pöhl, Sachsen	1966–1975	780 (704–850)		
KALWEIT (1953)	mitteldeutsche Flußgebiete	1920–1950			470 (392–680)
LIEBSCHER (1976)	Oberharz	1951–1969			488
JORDAN (1976)	Gleidinger Senke bei Hannover	1971–1973			425–483
SCHLESWIG-HOLSTEIN					
EINSELE & SCHULZ (1973)	Segeberger Forst (Sander)	1972–1973			471–483
	Bad Bramstedt	1972–1973			463–507
	Freiland Neumünster (Sander)	1972–1973			361–398
BAUMANN, SCHENDEL & SCHEKORR (1970)	Lecker-Au, Westküste	1962–1967			380–440
	Hennstedt, Binneneider	1962–1967			430
	Fredstedt, Westküste	1962–1967			420
	Eidergebiet	1962–1967			478
PREUSS (1976)	Niederschlagsgebiet Treene	1964–1973			386 (326–425)
	Niederschlagsgebiet Trave	1964–1973			414 (347–480)
	Niederschlagsgebiet Lecker-Au	1964–1973			459 (399–488)
	Niederschlagsgebiet Bille	1964–1973			437 (380–483/511)
	Niederschlagsgebiet Honigau	1971–1974			414 (393–435)
	Naturraum östl. Hügelland	1964–1973			417
	nördl., mittl., südl. Gebietsteil	1964–1973			394/414/437
	Naturraum Geest	1964–1973			426
nördl., mittl., südl. Gebietsteil	1964–1973			445/385/470	
SCHENDEL (1971)	Hennstedt (Binneneider)	1962–1967			433
	Binneneidergebiet	1962–1967			458
	ackerbaulich genutzte Flächen	1962–1967			422
	Grünland in Moorniederungen mit hohem Grundwasser	1962–1967			520
SPAHR (1971)	Gesamt-Schleswig-Holstein	10 Jahre	600		413
UHLIG (1956), (Zit. bei PREUSS 1976)	Raum Kiel–Eutin	langjährig			402–422
	Raum Segeberg–Trave				497
	Raum Lübeck				401
VINCK (1961)	Dagebüll, Westküste, Verdunstungsstation	1954–1959			446
	Kiel, Verdunstungsstation				427
RICHTER (1964)	Gebiet der Oberen Havel	langjährig			480–500
BAUMANN (1964)	Niederschlagsgebiet Trave	langjährig	719 (619–854)		431
TRETER	Blunker See	1966–1976	687 (591–825)		
		1974	630	437	470

3. aus großen Niederungsflächen mit hoch unter Flur anstehendem Grundwasser, die zumeist auch unter Grünlandnutzung stehen. Nach SCHENDEL (1971) liegen die Verdunstungsbeträge dieser Gebiete um ca. 100 mm höher als in Gebieten mit tieferliegendem Grundwasser.

4. Geringe Werte der Verdunstung sind aus Gebieten zu erwarten mit Böden geringer Speicherkapazität und hohen Flächenanteilen ackerbaulicher Nutzung.

3.6. Grundwasser

Grundwasserstände und ihre zeitlichen Bewegungen sind das Ergebnis von Vorgängen an der Erdoberfläche und im oberflächennahen Bereich sowie im wasser-gesättigten Bodenraum. Verdunstung wirkt – genau wie der Bodenfrost – auf die Grundwasserstands-änderungen nur insofern, als beide Erscheinungen die vertikale Einsickerung verhindern, d.h., die Grundwasserneubildung unterbinden. Allerdings kann bei flurnahem Grundwasser die Verdunstung über die Pflanzen unmittelbar eine Wasserstandsänderung bewirken.

Das Ausmaß und die Geschwindigkeit der Grundwasserstandsänderungen wird durch die physiographischen, pedologisch-geologischen und klimatischen Verhältnisse bestimmt.

Im Untersuchungsgebiet wurden die Grundwasserstände in Wochenabständen an zusammen 32 Beobachtungsbrunnen und einem Wirtschaftsbrunnen (vgl. Abb. 25) gemessen. Während für den Wirtschaftsbrunnen seit 1966 Werte vorliegen, laufen die Beobachtungen der Brunnen Nr. 1–10 seit 1974, die der übrigen erst seit 1976. Trotz der relativ kurzen Meßdauer von 2 bzw. 4 Jahren, läßt sich das Verhalten des Grundwassers im wesentlichen schon hinreichend kennzeichnen.

Die hydrologische Situation wird anhand der Gelände-Querprofile deutlich (Abb. 9). Auf der SE-Seite herrschen an der Oberfläche Sande und kiesige Sande vor. Sie werden in unterschiedlichen Tiefen von Geschiebelehm unterlagert, der das Gebiet in Becken und Wannen mit wahrscheinlich zumeist isolierten Grundwasserkörpern unterteilt.

Der nördliche und nordöstliche Bereich des Niederschlagsgebietes ist durch einen z. T. recht kleinräumigen Wechsel von Sanden, Schluffen (zumeist Beckensedimente) und Geschiebelehm gekennzeichnet (vgl. Bodenartenkarte Abb. 15). Die in Abb. 22 zusammengestellten Bohrprofile der Beobachtungsbrunnen geben die Vielfalt der geologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet wieder.

3.6.1. Grundwasserganglinien

In der Gestalt einer Grundwasserganglinie kommt die Gesamtheit der in einem Einzugsgebiet wirksamen hydrologischen Transformationsprozesse zum Ausdruck. Dabei sind als wesentliche Einwirkungen auf den Grundwasserstand die Neubildung, der Zufluß und der Abfluß anzusehen.

Perioden mit unterschiedlicher Grundwasserneubildung bewirken Schwankungen des Grundwasserspiegels, die in der Regel aus hydraulischen Gründen um so größer werden, je weiter entfernt sich die Beobachtungsstelle vom Vorfluter befindet (vgl. KOEHNE 1948: 88). Die maximale Amplitude der Schwankungen wird durch ein- bis mehrjährige Zeitabschnitte mit besonders feuchter oder trockener Witterung bestimmt (EINSELE & SCHULZ 1973: 40–41).

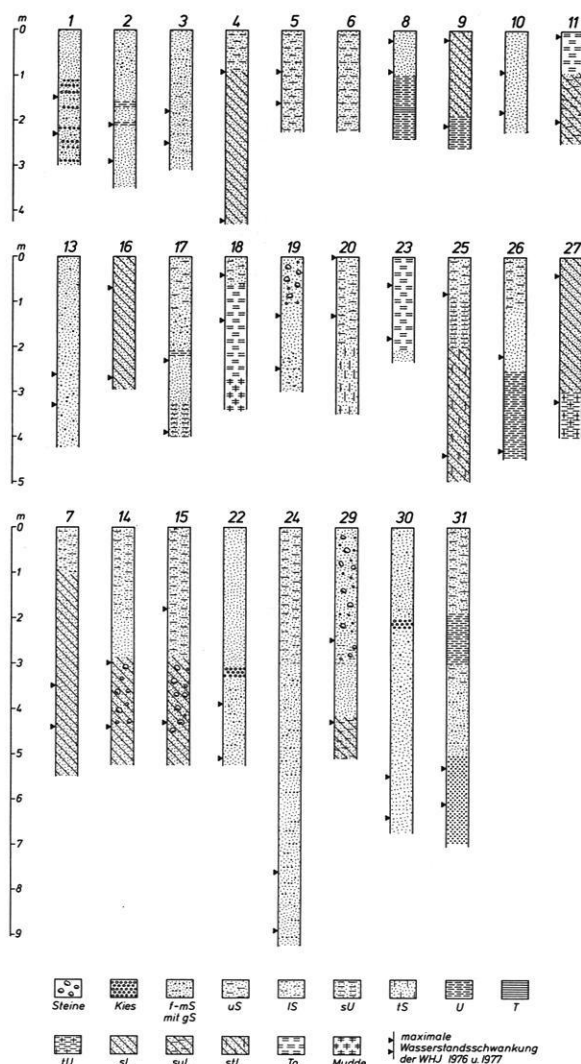


Abb. 22: Bohrprofile der Grundwasser-Beobachtungsbrunnen im Blunker See-Gebiet. Lage der Brunnen siehe Abb. 25.

Längerfristige Grundwasserstandsänderungen sind im Untersuchungsgebiet lediglich durch den Wirtschaftsbrunnen für die Zeit seit 1966 bekannt. Der Beobachtungszeitraum der anderen Brunnen ist dafür zu kurz. Für das gesamte Niederschlagsgebiet Blunker See sind daher nur Aussagen über die kurzperiodischen Grundwasserstandsänderungen möglich. Die vorliegenden Ganglinien (Abb. 23, 24) tragen Merkmale, die sowohl die physiographischen Verhältnisse als auch den Ablauf der Witterungserscheinungen des Beobachtungszeitraumes widerspiegeln.

Im Untersuchungsgebiet werden in Anlehnung an EINSELE & SCHULZ (1973) und BAUMANN (1965) Typen von Grundwasserstandsganglinien unterschieden, denen als Differenzierungsmerkmale Lage und Entfernung zum Vorfluter, Flurabstand des Grundwasserspiegels, maxi-

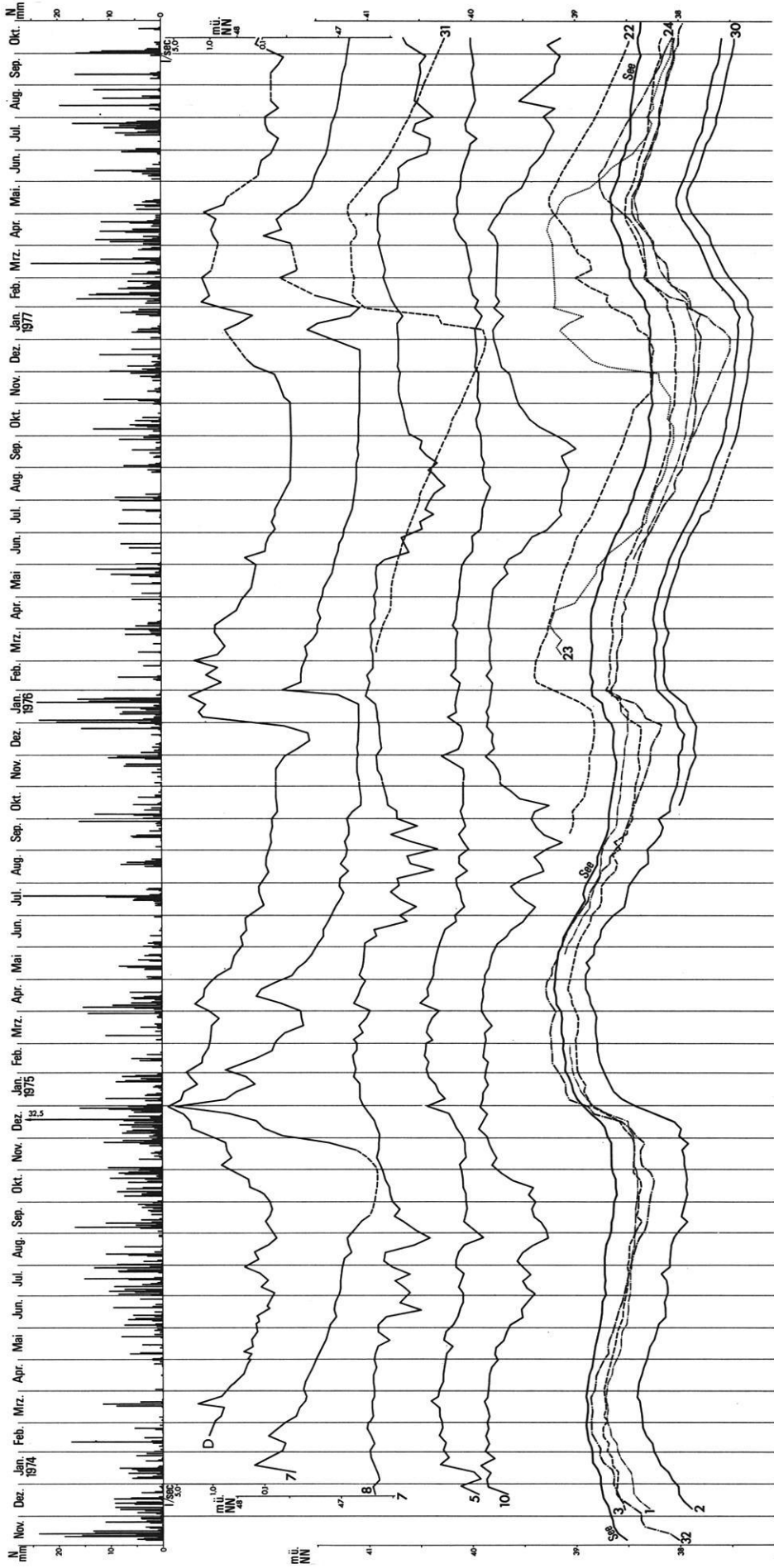


Abb. 23: Grundwasserganglinien von Beobachtungsbrunnen und Ganglinie des Dränagezuflusses (D) im Bunker Seegebiet für die Jahre 1974–1977.

Tab. 24: Differenzierungsmerkmale der Grundwasser-Ganglinientypen im Blunker Seegebiet

Gruppe Typ	Nr. der Meßstelle	Entfernung zum See (m)	Meßpunkt m ü. NN	Flurabstand des GW-Spiegels in m für 1975-1976	max. GW-Spiegelschwankung in cm für 1976 und 1977	Lage der Minima und Maxima				Perioden maximalen GW-Spiegelabfalls						vorherrschende Bodenart			
						Minima 1976	Minima 1977	Maxima 1976	Maxima 1977	Zeitraum 1976 1977		1976		1977					
1	a	5	20	41,45	0,9-1,6	69	8	8	1	6	4-6	5-6	13	63	2,1	19	63	3,0	uS
		8	15	41,20	0,2-0,9	77	8	8	1/2	4	5-7	4-7	56	70	8,0	50	87	5,7	S, sU
		9	10	41,85	0,2-2,1	190	9/10	10/11	2	4	3-10	4-10	138	218	6,3	144	183	7,9	sL
		10	10	40,75	0,9-1,8	88	9	9/10	2	4	6-7	4-7	55	49	11,2	63	94	6,7	S, sU
		11	300	49,23	0,1-2,0	189	9	9	1/2	4	3-11	4-9	170	245	6,9	40	52	7,7	To, sU
	b	18	300	55,30	0,4-1,4	99	8	7	2	4	6-7	4-5	49	49	10,0	45	40	11,3	To
		20	200	47,47	0,0-1,3	134	9	11/12	2	2	4-9	8-10	83	175	4,7	37	70	5,3	uS, tS
		23	150	39,85	0,6-1,8	121	9/10	10	4	4	4-10	4-7	120	189	6,3	102	101	10,1	To
		28	300	58,00	0,1-2,5	258	12	12	1/2	4	4-10	4-10	153	211	7,3	198	173	11,4	sL
		27	150	57,35	0,4-3,2	265	11	9/10	2	4	4-7	4-10	150	98	15,3	257	183	14,0	sL, tU
16	250	59,70	0,7-2,7	197	11/12	11	2/3	4	4-7	3-9	108	98	11,0	151	212	7,1	sL		
2	1	15	40,15	1,5-2,3	86	12	12	5	5	4-12	5-10	80	256	3,1	39	146	2,7	S	
	2	15	40,35	2,1-2,9	83	12	12/1	4	5	4-1	5-10	83	268	3,1	44	159	2,8	S	
	3	20	40,49	1,8-2,5	67	12	12/1	2	5	4-11	5-10	63	239	2,6	35	149	2,3	S	
	19	160	48,55	1,3-2,5	115	12	12	2	5	2-12	4-10	103	280	3,7	71	173	4,1	S	
3	a	4	10	40,70	0,9-4,2	321	12	12	1/2	4	4-11	4-10	293	217	13,5	264	173	15,2	sL
		14	25	48,40	3,0-4,4	140	9/10	9/10	1/2	3	3-5	4-9	22	69	3,2	113	156	7,2	uS/sL
		15	125	56,10	1,8-4,3	248	12	10/12	2/3	4	3-11	4-10	244	265	9,2	210	167	12,6	uS/sL
		25	120	53,20	0,8-4,4	361	11/12	11/12	2	5	4-10	4-7	307	211	14,5	322	91	35,4	uS/sL
	b	7	50	50,85	3,5-4,4	81	10	11	1/2	4	3-12	4-10	54	244	2,2	71	173	4,1	lS/sL
		13	280	53,26	2,6-3,3	70	12	12	1/2	4	1-12	4-10	70	315	2,2	49	173	2,8	S
		17	190	50,24	2,3-4,1	173	11/12	12	2	4	3-12	4-10	180	292	6,2	133	173	7,7	uS, sU
26	50	46,26	2,2-4,8	209	12	12/1	2/3	5	4-11	5-10	193	239	8,1	161	166	9,7	uS		
29	150	51,60	2,5-4,3	189	12/1	1	2	5	2-11	5-10	189	349	5,4	117	166	7,0	S, uS		
4	22	90	43,30	3,9-5,1	114	12/1	11/12	2	5	2-11	5-10	114	279	4,1	78	159	4,9	S	
	24	100	46,40	7,6-8,9	123	12	12/1	2/3	6	3-12	6-10	85	279	3,0	71	131	5,4	S, uS	
	30	50	43,70	5,5-6,4	87	12	1	2/3	5	4-1	5-10	86	275	3,1	47	152	3,1	S	
	31	210	45,95	4,8-6,1	131	12	12/1	2/3	5	2-1	5-10	104	315	3,3	92	166	5,5	S, uS	
	32	310	42,03	4,0-5,0	93	12	1	1/2	5	2-11	5-10	88	273	3,2	50	184	2,7	S	

male Schwankungsamplitude im Beobachtungszeitraum, zeitliche Lage der Minima und Maxima und Perioden maximalen Grundwasserspiegelabfalls zugrunde liegen (vgl. Tab. 24).

Wegen der besonderen hydrologischen Situation im Untersuchungsgebiet kommt dem Merkmal Entfernung zum Vorfluter nicht die Bedeutung zu, wie in einem zusammenhängenden, relativ homogen strukturierten Aquifer (vgl. EINSELE & SCHULZ 1973).

3.6.2. Die Ganglinientypen

Als vorrangige Differenzierungsmerkmale der Ganglinientypen werden hier Flurabstand und Schwankungsbereich des Grundwassers verwendet (vgl. EINSELE & SCHULZ 1973). Bei größeren Stichprobenumfängen ist eine weitere Differenzierung innerhalb der Typen nach weiteren Merkmalen möglich (Tab. 24).

Typ 1: Grundwasser-Flurabstand und Schwankungsbereich 0-2,5 m:

Die Ganglinien haben einen sehr unruhigen Verlauf und zeigen damit eine unmittelbare Beeinflussung durch einzelne Niederschlagsereignisse an. Die zusammenhängenden kontinuierlichen Absinkperioden sind demzufolge auch nur kurz. Aus der Lage in Mulden und in

Seeufnähe erklären sich die breiten, unruhig gezackten Winter-Halbjahres-Gipfel, da durch Grundwasserzufluß aus höheren Lagen der Grundwasserstand über längere Zeit auf relativ gleichem Niveau gehalten wird.

Typ 2: Grundwasser-Flurabstand und Schwankungsbereich 1-2,5 m:

Die hier zusammengefaßten Ganglinien entstammen ebenfalls Brunnen-Standorten in Muldenlage und Seeufnähe. Der Verlauf der Ganglinien ist wie beim Typ 1 unruhig, steht aber nicht mehr unter einem so unmittelbaren Einfluß einzelner Niederschlagsereignisse. Die Dauer zusammenhängender Absinkperioden ist daher auch länger. Die Höhe der maximalen Spiegelschwankung ist verschieden und steht in deutlicher Abhängigkeit vom Substrat. Sie ist in Sanden kleiner als in lehmigen Substraten.

Typ 3: Grundwasser-Flurabstand und Schwankungsbereich 1-4 m:

Die Ganglinien sind in ihrem Verlauf relativ ausgeglichen und zeigen nur im Bereich der Winter-Maxima den unmittelbaren Niederschlagsereignisse. Die Maxima und Minima sind deutlicher als in den Typen 1 und 2 ausgeprägt und in ihrer Lage im Jahresgang sehr einheitlich. Die Amplitudenhöhe der Ganglinie ist wiederum eindeutig substratabhängig und erreicht im Geschiebelehm Werte von mehr als 3 m.

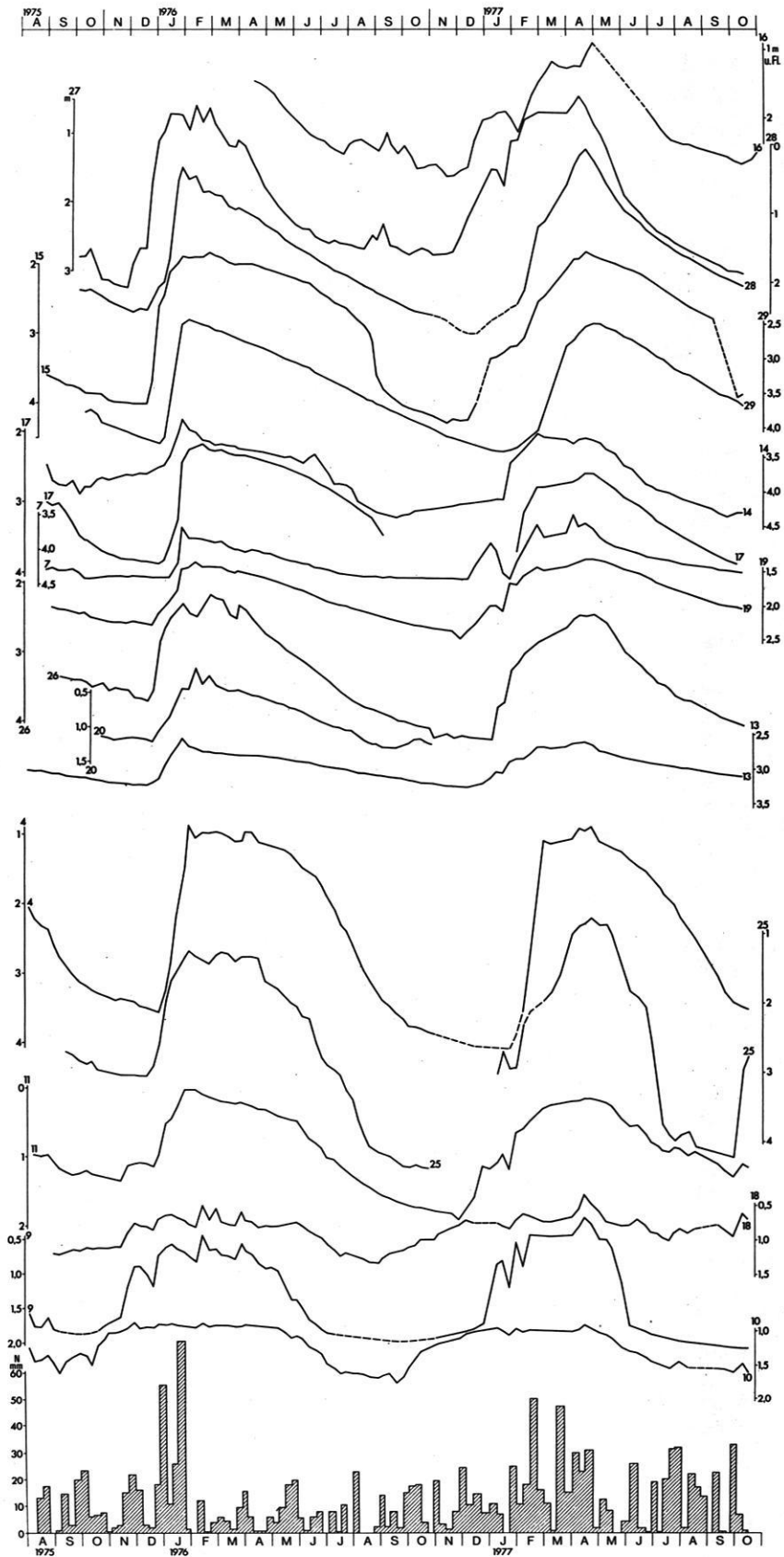


Abb.24: Grundwasserganglinien von 18 Beobachtungsbrunnen im Blunker See-Gebiet für den Zeitraum August 1975 bis Oktober 1977.

Typ 4: Grundwasser-Flurabstand >4 m:

Hinsichtlich der Höhe der maximalen Spiegelschankung, des gleichmäßig ausgeglichenen Ganglinienverlaufs, der Lage und Schärfe der Maxima und Minima sowie der Andauer zusammenhängender Absinkbewegungen erweist sich dieser Typ als der in sich homogenste von allen. Das hat seinen Grund sowohl in der Tatsache des tief unter Flur liegenden Grundwasserspiegels als auch in dem relativ gleichförmigen Substrat. Dennoch ist auch hier dessen Einfluß hinsichtlich der Amplitudenhöhe unverkennbar (s. Brunnen 24 und 31).

Die Typenabgrenzung erfolgte mit Hilfe der Distanzgruppierung (vgl. Kap. 3.2.1.) und der Diskriminanzanalyse. Die Diskriminanzanalyse stellt ein Verfahren dar mit der Aufgabe, unterschiedlichen Grundgesamtheiten entstammendes Datenmaterial mit berechenbar statistischer Wahrscheinlichkeit den richtigen Grundgesamtheiten zuzuordnen. Zur Durchführung wurde hier ein FORTRAN-IV-Programm verwendet, das im Scientific Subroutine Package (Programmers Manual IBM, 1970) veröffentlicht ist.

Die Merkmalsträger, d.h. die Brunnenganglinien werden aufgrund ihrer Kennwerte mit durchwegs hohen Wahrscheinlichkeiten den entsprechenden Grundgesamtheiten (= Typen) zugeordnet. Geringfügige Überschneidungen ergeben sich zwischen den Typen 1 und 2, denn in der Grundgesamtheit 1 wie in der Grundgesamtheit 2 werden einzelne Proben der jeweils anderen Grundgesamtheit zugewiesen. Eine „Bereinigung“ dieser Gruppierung wurde durch Unterteilung des Typs 1 vorgenommen.

3.6.3. Analyse der Ganglinien

1. Der Gang des Grundwasserstandes ist an allen Meßstellen durch einen deutlichen Jahresrhythmus gekennzeichnet, der mit zunehmender Tiefe des Grundwasserspiegels unter Flur um so ausgeprägter ist.
2. Je geringer der Flurabstand des Grundwassers ist, desto eher und schneller reagieren die Grundwasserstände auf einzelne Niederschlagsereignisse und Niederschlagsperioden. Der Gangliniencharakter flurnahen Grundwassers ist deshalb als „nervös“ zu bezeichnen. Mit zunehmendem Flurabstand wird der Verlauf der Ganglinie ruhiger und ausgeglichener (vgl. Typ 3 und 4).
3. Höhe und Dauer des Anstiegs und Absinkens ist bei vergleichbarer topographischer und morphographischer Lage von der Bodenart des Aquifers bestimmt und Ausdruck des unterschiedlichen nutzbaren Porenvolumens.
4. Der Anstieg zu Beginn des Winterhalbjahres erfolgt aufgrund der unterschiedlichen Niederschlagsverteilung im WHJ 1976 früher als im WHJ 1977. Das Grundwassermaximum liegt im WHJ 1976 durchschnittlich im Februar bei einem Niederschlagsmaximum im Januar. Das Grundwassermaximum

im WHJ 1977 im April/Mai ist auf die niederschlagsreichen Monate Februar bis April zurückzuführen. Je größer allerdings der Flurabstand ist, desto später wird auch der Höchststand erreicht.

5. Flurnahes Grundwasser erreicht ein vergleichsweise frühes Minimum (Juli-September) und zeigt einen langen zumeist diskontinuierlichen Anstieg zum Maximum. Die Verschiebung der Lage des Maximums innerhalb eines Jahres ist zwischen flurnahem und flurfernem Grundwasser geringer als die des Minimums.
6. Je näher das Grundwasser an seinen maximalen Stand heranrückt, um so langsamer steigt es weiter, da nach BAUMANN (1965) bei Erreichen des Höchststandes eine intensive Entwässerung einsetzt. Aus dieser Entwässerungswirkung erklärt sich, daß in vorfluterfernen, hochgelegenen Gebieten die Grundwasserganglinien einen relativ schmalen Gipfel des Winter- bzw. Frühjahrs-Maximums aufweisen. Wegen des horizontalen Abflusses in tiefergelegene, vorfluternahe Bereiche zeigen hier die Ganglinien einen über mehrere Monate (November/Dezember-April) nahezu gleichbleibend hohen Wasserstand an.
7. Der Verlauf der Absinkbewegung vom Winter-/Frühjahrs-Maximum ist im WHJ 1977 steiler als im WHJ 1976. Durchschnittlich sind für die Perioden maximalen, zusammenhängenden Spiegelabfalls die Werte in mm/Tag im WHJ 1977 größer als 1976. Das bedeutet, daß sowohl die Grundwasserneubildung wie auch der horizontale Abfluß aus höheren Lagen des Einzugsgebietes im WHJ 1977 geringer ist als 1976.
8. Die Länge der Periode des maximalen, zusammenhängenden Grundwasserabsinkens korrespondiert mit dem Flurabstand des Grundwassers. Oberflächennahes Grundwasser sowohl in Vorfluternähe als auch in entfernteren Mulden weist die kürzesten Absinkperioden auf.
9. Die physikalischen Eigenschaften des Aquifers, in erster Linie die Größe des nutzbaren Porenvolumens, bestimmen den Verlauf der Absinkbewegung und die absolute Schwankungsamplitude. Wechsel im Korngrößengefüge zeichnen sich durch entsprechende Absinkgradienten aus.
10. Die Ganglinien influent (vom See her) bestimmter Meßstellen auf der SW- und N-Seite des Sees stimmen weitgehend mit dem Gang des See-Wasserstandes überein (Ganglinie 1, 2, 3, 30, 32, Abb. 23). Trotz der im Bereich dieser Brunnen ständig influenten Verhältnisse zeigt sich eine gewisse Eigenständigkeit der Grundwasserbewegung darin, daß in der Zeit vom November bis Januar/Februar das Grundwasser noch absinkt, während der Seespiegel bereits ansteigt. Mit zunehmender Entfernung vom Seeufer als auch mit zunehmender Tiefe des Grundwassers unter Flur verliert die Grundwasserganglinie immer mehr an unmittelbarer Übereinstimmung mit der Seespiegelganglinie.

3.6.4. Die Grundwasserbewegungen im Niederschlagsgebiet

Bedingt durch die toteisgeprägte, mehrphasige Morphogenese im Würm-, Spät- und Postglazial ist die hydrogeologische Struktur des Einzugsgebietes sehr kompliziert und selbst durch die zahlreichen Abbohrungen noch nicht ausreichend erfaßt. Der Grundwassergleichenplan (Abb. 25) kann daher nur als ein erster Versuch gelten, die Lage der Grundwasseroberfläche ü. NN zu einem bestimmten Zeitpunkt wiederzugeben. In Verbindung mit den Ganglinien (Abb. 23, 24) lassen sich daraus jedoch prinzipielle Auskünfte über die Grundwasserbewegungen ableiten.

Die generelle Abflußrichtung des Grundwassers verläuft von NE nach SW. Auf der NE-Seite fällt die Grundwasseroberfläche von den vorflutfernen, hochgelegenen Gebieten zunächst allmählich unter weitestgehender Anpassung an die Morphologie, dann aber in den versteilten Hangbereichen mit größerem Gefälle zum See hin ein. Bei einer Lage des Seespiegels zwischen 38–39,5 m ü. NN tritt das Grundwasser streckenweise z. T. in Quellnischen und flächenhaften Quellen (vgl. Abb. 25) oberhalb des Seespiegels aus.

Es ist noch offen, ob diese Quellaustritte tatsächlich auf das oberflächennahe Grundwasserstockwerk zurückzuführen sind, oder ob sie nicht ein zutage tretendes unteres Grundwasserstockwerk kennzeichnen. Die Situation in der Umgebung der Brunnen 5 und 10 machen letztere Annahme wahrscheinlich. Sie ist im Grundwassergleichenplan durch die offenen Richtungspfeile angezeigt.

Die Mulde im Bereich des Brunnens Nr. 18 ist von Natur aus oberirdisch abflußlos, entwässert heute aber durch eine Drainageleitung in den See. Die durch diese Drainage dem Muldenbereich entzogene Wassermenge wurde wöchentlich am Austritt durch Auslitern ermittelt (vgl. Ganglinie D in Abb. 23).

Auf der SW-Seite fließt das Grundwasser in den sandigen Bereichen aus dem See in südwestlicher und nordwestlicher Richtung aus dem See heraus, wobei es stellenweise und temporär zu einer Umkehr der Fließrichtung kommt. Die in Abb. 24 in ihrer Lage ü. NN dargestellten Ganglinien der Brunnen Nr. 22, 23 u. 24 belegen diesen Tatbestand. In den Ganglinien der Brunnenkette 3, 22, 31 ist der Wechsel zwischen influenten und effluenten Verhältnissen erkennbar, wogegen im Bereich der Brunnen Nr. 1 u. 2 andauernde influente Verhältnisse herrschen, was im Verlauf der dem Seespiegel parallelen Ganglinien sichtbar wird. Der in Verlängerung des NW-Endes des Sees gelegene Brunnen 32 deutet mit seiner dem Seespiegel ebenfalls weitgehend parallel verlaufenden Ganglinie auf andauernde influente Verhältnisse hin. Die Grundwasserstände des Brunnens 23, der etwa in der Profillinie zwischen Brunnen 32 und See liegt, übersteigen allerdings im Winterhalbjahr wesentlich den Seespiegel. Möglicherweise wird hierdurch ein Zufluß von Westen her aus den Hangbereichen heraus angezeigt. Weitere Beobachtungsbrunnen wären im Bereich der Niederung zur Klärung erforderlich.

Über dem Grundwasserniveau auf der SW-Seite des Sees, das durch andauernde oder temporäre influente Verhältnisse bestimmt wird, befindet sich ein weiteres Grundwasserstockwerk, das seine Existenz unterschiedlich großflächigen Geschiebelehmwannen verdankt. Die Grundwasserkörper dieser Wannens stehen offensichtlich nicht miteinander in Verbindung. Die allgemeine Fließrichtung dieses Grundwasserniveaus muß als nach SW gerichtet angenommen werden.

3.6.5. Grundwasservorratsänderungen

Für die Aufstellung von Wasserhaushaltsbilanzen über kurze Zeiträume in der Größenordnung von Halbjahren und Jahren ist die Vorratsänderung des Grundwassers zur Abschätzung von Rücklage und Aufbrauch im Einzugsgebiet eine wesentliche Größe. Die Tendenz und das relative Ausmaß der Vorratsänderungen läßt sich für die Halbjahre und Jahre aus den Schwankungsbereichen der Brunnen unschwer ableiten.

Zur quantitativen Erfassung ist jedoch die Größe des nutzbaren Porenvolumens (SCHEKORR 1971) bzw. des nutzbaren Porenraumes (RICHTER & LILLICH 1975: 6) des Aquifers erforderlich, um die in cm gemessenen Wasserstandsänderungen in mm Vorratsänderung für die entsprechenden Zeiträume umzurechnen. Da das nutzbare Porenvolumen (nP) im Untersuchungsgebiet selbst nicht ermittelt werden konnte, mußte auf die in der Literatur angegebenen Werte zurückgegriffen werden.

Nach BURRE (1960), EINSELE & SCHULZ (1973), NATERMANN (1963), SCHEKORR (1971), BAUMANN & SCHENDEL (1968) und RICHTER & LILLICH (1975) wurden für die vorherrschenden Bodenarten die in der Tab. 25 aufgeführten nP-Werte für die Umrechnung zugrunde gelegt.

Der Durchschnittswert der Grundwasservorratsänderung im Niederschlagsgebiet konnte damit unter Verwendung der Bodenartenkarte und der Grundwasserganglinien für die in Frage stehenden Halbjahre und Jahre näherungsweise geschätzt werden. Diese Werte sind in der Tab. 26 den jeweiligen Werten des Freiland-Niederschlags für die Jahre 1974–1977 gegenübergestellt. Sie werden in den Wasserhaushaltsbilanzen des Niederschlagsgebietes Blunker See verwendet.

Tab. 25: Das in Anlehnung an verschiedene Autoren geschätzte nutzbare Porenvolumen (nP) in % für die vorherrschenden Bodenarten der Grundwasserleiter im Niederschlagsgebiet Blunker See.

Bodenart	% nP
Grobsand, kiesiger Grobsand	20–25
Mittelsand	15–20
Feinsand	12–15
schluffiger Fein- bis Mittelsand	8–12
lehmiger Sand, schluffig-lehmiger Sand und toniger Sand	4–8
Geschiebelehm	1–4

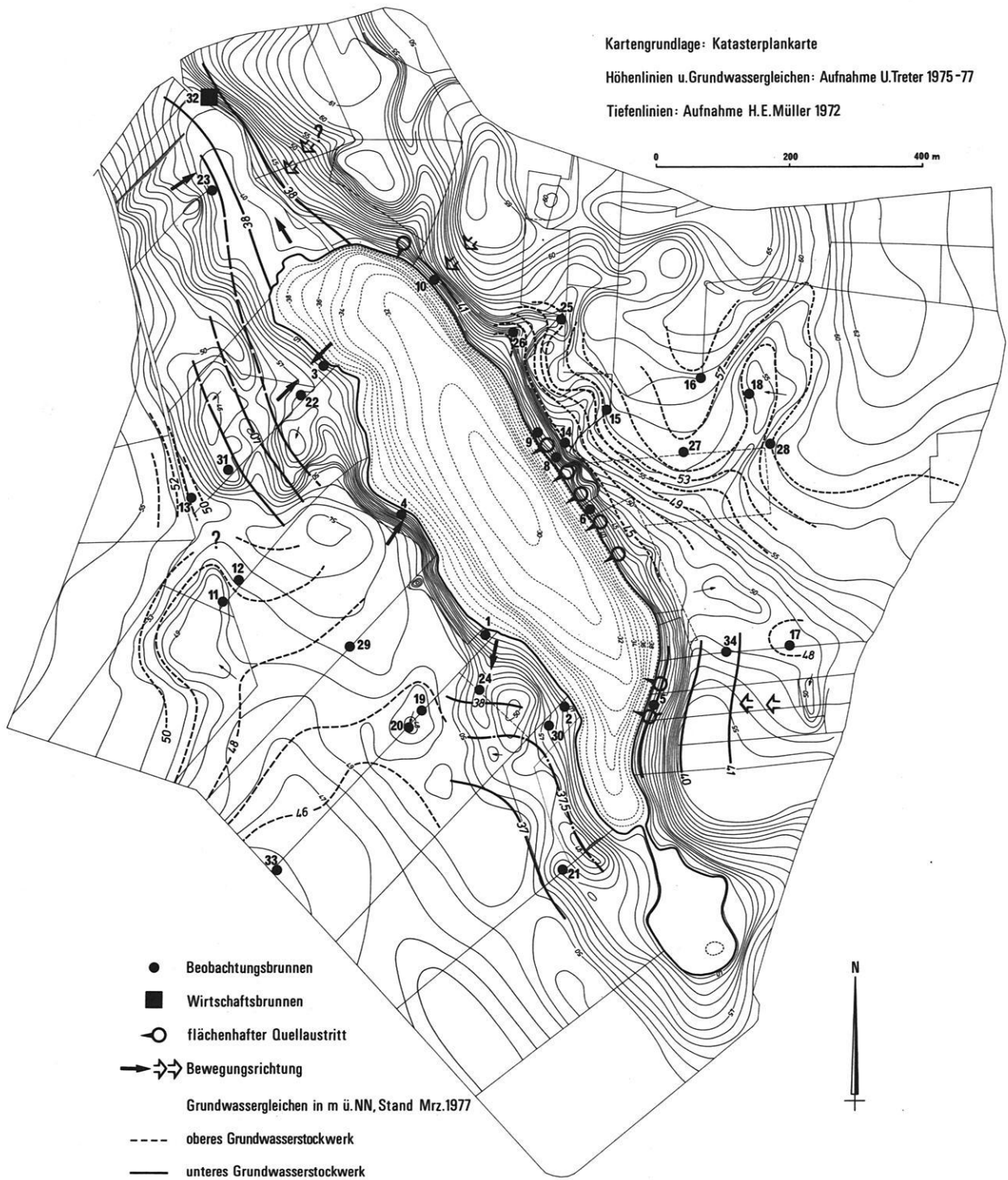


Abb. 25: Grundwassergleichenplan des Blunker Seegebietes, Lage und Nummern der Grundwasserbrunnen.

Tab. 26: Grundwasservorratsänderung ΔGw (mm) und Niederschlag N (mm) der hydrologischen Halbjahre und Jahre 1974–1977 für das Niederschlagsgebiet Blunker See.

	1974			1975			1976			1977		
	ΔGw	N	% ¹⁾	ΔGw	N	%	ΔGw	N	%	ΔGw	N	%
Winter-Halbjahr	55	349	102	120	422	124	30	308	90	75	402	118
Sommer-Halbjahr	-40	409	96	-135	239	56	-75	200	47	-60	304	71
Jahr	15	758	99	-15	661	86	-45	508	66	15	706	92

¹⁾ Niederschlag in % des 40jährigen Mittels der Station Bad Segeberg.

3.7. Wasserstandsänderungen des Blunker Sees

Der Wasserstand des Blunker Sees wird seit November 1965 an einem Lattenpegel (vgl. Abb. 11) am Nordende des Sees von einem Beauftragten des Landesamtes für Wasserhaushalt und Küsten (Schleswig-Holstein) täglich in cm abgelesen. In der Zeit vom Februar 1974 bis Oktober 1977 wurde der Wasserstand zusätzlich mit einem OTT-Schreibpegel, der am SW-Ufer eingerichtet wurde, im Maßstab 1:1 kontinuierlich registriert. Diese Aufzeichnungen erlauben eine differenzierte Analyse der Wasserstandsänderungen unter dem Einfluß von Verdunstung, Wind und Niederschlag.

Durch die innerhalb der einzelnen Jahre erheblich schwankenden Wasserstände des Blunker Sees (vgl. Tab. 27) wird die Größe der Wasserfläche im Jahresgang verändert. Grundlage der Ermittlung der flächenanteiligen Verdunstungs- und Retentionswerte ist die Erfassung der Wasserfläche. Da jedoch die Uferböschungen des Blunker Sees recht steil einfallen, ist die Abnahme der Seefläche selbst bei mehreren Dezimetern Spiegeländerung vergleichsweise gering.

Bei einer Wasserstandsänderung von ca. 50 cm (Sommer 1975 und 1976) wird ein Uferstreifen von durchschnittlich 1 m Breite frei, das entspricht einer Fläche von ca. 0,25 ha. Bei der flächenanteiligen Berechnung der Seeverdunstung an der Gebietsverdunstung ergibt sich unter Berücksichtigung der allmählichen Flächenverringering für den Verdunstungswert der Sommerhalbjahre eine Fehlergröße von 3–5 mm. Da die Schätzung der Seeverdunstung aufgrund der Datenlage selbst nur näherungsweise erfolgen konnte und gewiß Fehlergrößen von mehreren mm beinhaltet, wird die Seeflächenveränderung nicht berücksichtigt und von einer konstant großen Wasserfläche ausgegangen. Das gilt auch für die Berechnung der See-Retention.

Die Wasserentnahme für landwirtschaftliche Bewässerung während trockener Perioden in den Sommermonaten bewegt sich in einer Größenordnung, die innerhalb der Meßgenauigkeit der angewendeten Verfahren liegt.

Das jährliche Maximum des Wasserstandes liegt durchschnittlich im April, das Minimum im Oktober/November. Wie die Ganglinie des Wasserstandes (Abb. 26) ausweist, sind in den Jahren 1972 und 1973 keine ausgeprägten Frühjahrsmaxima vorhanden. Die höchsten Wasserstände werden in den Jahren 1967 und 1968, der absolut tiefste Wasserstand des gesamten Beobachtungszeitraumes im Oktober 1976 registriert. Die maximale Schwankungsamplitude beträgt zwischen 1966 und 1977 zusammen 209 cm. Die Wasserstandsänderungen für die Halbjahre und Jahre sind in Tab. 27 zusammengestellt.

Tab. 27: Die Wasserstandsänderungen ΔW (in mm) des Blunker Sees für die hydrologischen Halbjahre und Jahre 1966 bis 1976.

	Winter-Halbjahr	Sommer-Halbjahr	Jahr
1966	830	-250	580
1967	470	-190	280
1968	150	-350	-200
1969	80	-520	-440
1970	450	-230	220
1971	120	-450	-330
1972	-20	-310	-330
1973	0	-430	-430
1974	310	-200	110
1975	550	-510	40
1976	150	-560	-410
MW	281	-364	-83

Die Genauigkeit der Wasserstandsermittlung kann für den Lattenpegel mit höchstens 1 cm, für den Schreibpegel mit ungefähr 1 mm angesetzt werden. Dabei ist allerdings vorausgesetzt, daß der Einfluß von laufenden und stehenden Wellen (Seiches) weitgehend eliminiert ist (vgl. MAURER 1971; KRAMBECK 1974: 175–179). Die Differenz zweier Wasserstände ist somit bei der Verwendung der Lattenpegelmessungen im ungünstigsten Fall mit einer Ungenauigkeit bis zu 20 mm behaftet.

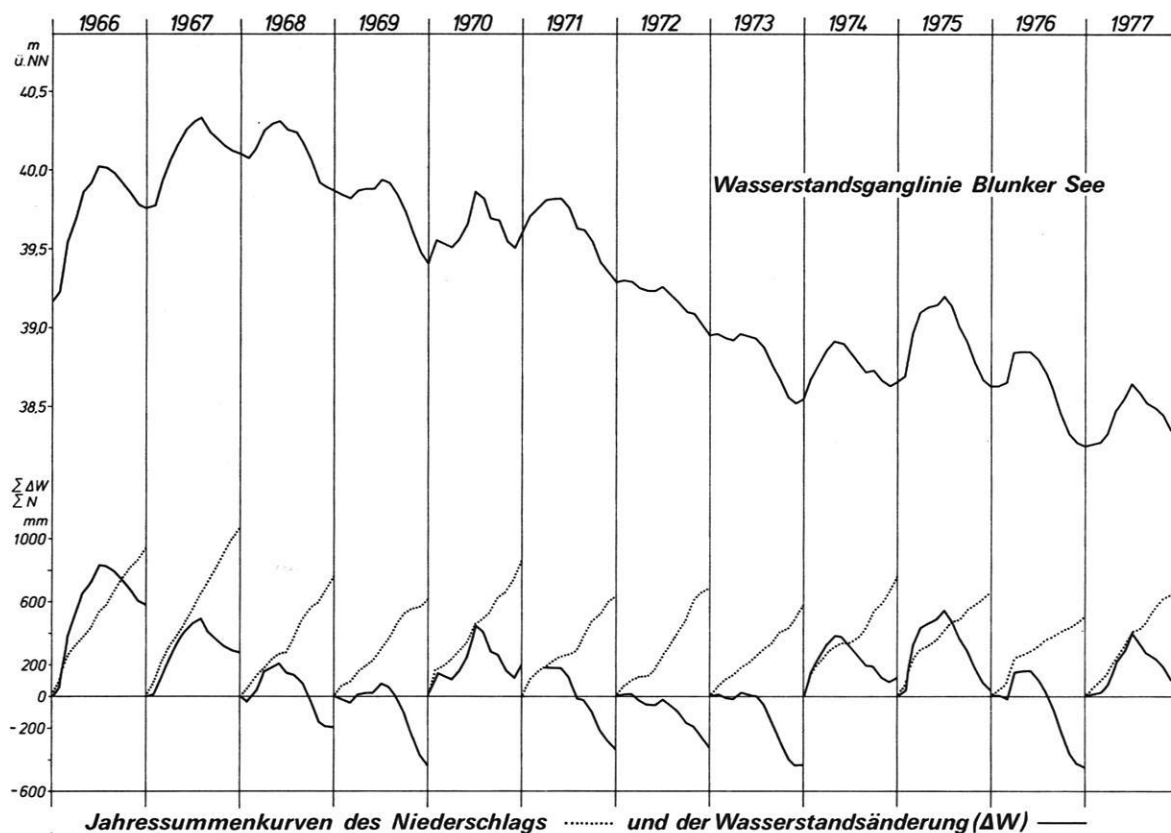


Abb. 26: Ganglinie des Wasserstandes des Blunker Sees für den Zeitraum 1966–1976 sowie die Summenkurven des Niederschlags und der Wasserstandsänderung für die einzelnen Jahre.

Lediglich für den Meßzeitraum des Schreibpegels ergeben sich genauere Wasserstandsangaben. Sie werden für die kurzperiodischen Wasserhaushaltsbilanzen der Jahre 1974 und 1975 herangezogen. Für die langperiodische Betrachtung der Wasserstandsänderungen müssen die Ungenauigkeiten hingenommen werden, die selbst die Monatswerte noch erheblich mit Fehlern belasten können. Bei der Analyse und Interpretation der monatlichen Beziehung Wasserstandsänderung – Niederschlag wird dieser systematische Fehler zu berücksichtigen sein. Erst bei längeren Zeiträumen von Halbjahren und Jahren wird dieser Fehler vernachlässigbar klein.

Der am Südenende des Blunker Sees gelegene Illensee wurde Anfang der 60er Jahre in einer ehemals verlandeten Mulde künstlich durch Ausbaggerung auf eine Tiefe von 2–3 m angelegt und ist heute durch einen schmalen Graben mit dem Blunker See verbunden. Die Sohlenhöhe des Grabens beträgt 38,7 m ü. NN, d.h.,

bei Wasserständen von mehr als 38,7 m ist der 19,9 ha großen Fläche des Blunker Sees die 1,2 ha große Wasserfläche des Illensees hinzuzurechnen. Bei der Berechnung der Wasserhaushaltsbilanzen werden die Zeiträume der Unterschreitung des Wasserstands-Grenzwertes (vgl. Tab. 28) im Hinblick auf die Größen der Rücklage im See berücksichtigt.

Tab. 28: Zeiträume der Unterschreitungen des Wasserstandsgrenzwertes von 38,7 m ü. NN (= Sohlenhöhe des Verbindungsgrabens Blunker See – Illensee; nach Angaben des Landesamtes für Wasserhaushalt und Küsten, Schleswig-Holstein).

18. 7. 1973 bis	5. 11. 1973
21. 8. 1974 bis	2. 12. 1974
17. 9. 1975 bis	4. 1. 1976
9. 6. 1976 bis	31. 10. 1977

3.8. Abfluß

Oberirdischer Abfluß aus dem Niederschlagsgebiet findet nicht statt. Oberflächenabfluß in den See hinein ließ sich nur einmal im Winter 1974/1975 nach ergiebigen Niederschlägen auf z.T. noch gefrorenem Boden anhand von Erosionsrinnen und kleinen Schwemmkegeln am Seeufer nachweisen.

Der unterirdische Abfluß konnte messend nicht erfaßt werden. Die Anzahl und Lage der Beobachtungsbrunnen war dazu nicht ausreichend. Da auch die Durchlässigkeitsbeiwerte (k_f -Werte) der Grundwasserleiter nicht ermittelt werden konnten, entfiel die Anwendung des DARCY'schen Gesetzes als Berechnungsgrundlage des unterirdischen Abflusses. Er kann daher nur als Restgröße aus der Wasserhaushaltsbilanz geschätzt werden.

3.9. Zusammenfassung

Die ausführliche Darlegung der angewendeten Meßverfahren und Berechnungsmethoden hatte zum Ziel, die prinzipiellen Schwierigkeiten und Unzulänglichkeiten bei der Erfassung von hydrologischen und hydro-meteorologischen Größen hervorzuheben sowie eine realistische Beurteilung der im Untersuchungsgebiet erzielten Ergebnisse zu ermöglichen.

Der Niederschlag wurde im Zeitraum 1973–1976 an zeitweise bis zu 105 Meßstellen, der Interzeptionsbetrag an 56 Meßeinrichtungen und die Bodenfeuchte an 95

Dauermeßpunkten gemessen. Auf der Grundlage dieser vergleichsweise dichten Meßnetze wurden – unter Berücksichtigung statistisch abschätzbarer Fehlergrößen – zuverlässige flächendeckende Aussagen möglich.

Die Verdunstung wurde teils messend, teils berechnend erfaßt. Die Landverdunstung wurde anhand der Bodenfeuchte an grundwasserfernen Standorten aus der Bodenfeuchtebilanz für die verschiedenen Nutzungs- und Vegetationsformen ermittelt. Die Verdunstung der freien Wasserfläche konnte mit vier Verdunstungskesseln während der Sommermonate näherungsweise bestimmt und unter Verwendung der HAUDE-Verdunstungsformel über Regressionsgleichungen für das ganze Jahr hochgerechnet werden.

Auf der Grundlage von 32 Grundwasserbeobachtungsbrunnen konnten die Grundwasserverhältnisse im Niederschlagsgebiet hinreichend aufgeklärt und in einem Grundwassergleichenplan zusammengefaßt werden. Quantitative Angaben über den Grundwasserumsatz ließen sich nur näherungsweise abschätzen.

Im Blunker Seegebiet konnten mit diesen Messungen und Berechnungen für den Zeitraum 1973–1976 die wichtigsten Wasserhaushaltsgrößen quantitativ und qualitativ erfaßt und damit die Voraussetzung zur Erstellung von Wasserbilanzen kürzerer Zeiträume geschaffen werden.

4. Wasserhaushaltsbilanzen des Niederschlagsgebietes Blunker See

Zur Ermittlung der Wasserhaushaltsbilanzen für das Niederschlagsgebiet Blunker See werden die im Untersuchungsgebiet gemessenen und berechneten Wasserhaushaltsgrößen verwendet. Für den Niederschlag als der wichtigsten Eingangsgröße werden neben den gemessenen Werten auch die korrigierten Werte eingesetzt, um auf diese Weise den Einfluß der Größe des Niederschlags deutlich werden zu lassen.

Es werden folgende Niederschlagsgrößen für die verschiedenen Zeiträume verwendet:

- für den Zeitraum 1966–1976
 N = am Regenschirm Nr. 40 gemessener Niederschlag,
 N_k = Niederschlag N nach Tab. 1 korrigiert;
- für den Zeitraum 1974–1975
 NG = arithmetisches Mittel der Meßwerte aus den Freiland-Niederschlagsmessern nach Kap. 3.2.2.,
 NG_k = Niederschlag NG nach Tab. 1 korrigiert.

4.1. Wasserhaushaltsbilanz

der hydrologischen Jahre 1974 und 1975

Die Bilanzen für die Halbjahre und Jahre werden nach der Wasserhaushaltsgleichung

$$N = V + \Delta S_b + \Delta G_w + \Delta W + A_u$$

berechnet. Während für die Größen V , ΔS_b , ΔG_w und ΔW gemessene Werte vorliegen, wird A_u als nicht gemessene Größe nur als Restglied (nach Auflösung der Gleichung nach A_u) ermittelt, wobei hingenommen werden muß, daß sich in diesem Restglied auch Fehlerbeträge der übrigen Größen summieren können. In der Tab. 29 sind die Wasserhaushaltsgrößen für 1974 und 1975 zusammengestellt.

Es überrascht zunächst die für die beiden Jahre recht unterschiedliche Höhe der Jahreswerte für den A_u , der für das insgesamt niederschlagsärmere Jahr 1975 um etwa 100 mm größer ist. (Allerdings ist zu berücksich-

Tab. 29: Wasserhaushaltsbilanz für das Niederschlagsgebiet Blunker See für die hydrologischen Halbjahre und Jahre 1974 und 1975. Angaben in mm.

Wasserhaushaltsjahr (WHJ)	NG	NG _k	V	V _k	ΔS _b	ΔGw	ΔW	A _u	A _u
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(1)-(3), (5)...(7) (8)	(2)-(4)...(7) (9)
1974 Winter	321	384	138	150	-4	55	64	68	119
Sommer	386	496	338	365	66	-40	-41	63	146
Jahr	707	880	476	515	62	15	23	131	265
1975 Winter	435	521	156	172	-28	120	113	74	144
Sommer	156	200	366	377	-133	-135	-96	154	187
Jahr	591	721	522	549	-161	-15	17	228	331

Winter 1974: 27.10.1973 bis 29.4.1974, Sommer 1974: 29.4.1974 bis 28.10.1974

Winter 1975: 28.10.1974 bis 6.5.1975, Sommer 1975: 6.5.1975 bis 20.9.1975

tigen, daß dem WHJ 1975 hier der Oktober fehlt. Im vollständigen WHJ würde sich der Unterschied durch Verringerung des Bodenfeuchtedefizits verkleinern.)

Die scheinbare Unstimmigkeit zwischen den Halbjahres- und Jahreswerten für 1974 und 1975 ergibt sich u. a. aus der Tatsache, daß außer Niederschlag und Verdunstung die übrigen Größen unterschiedlich lange Retentionszeiten aufweisen. Bei der starren Aufteilung in hydrologische Halbjahre und Jahre wird der Komplex Rücklage/Aufbrauch der Vorratsgrößen getrennt und unterschiedlich anteilig verschiedenen Zeitabschnitten zugewiesen. Der im Vergleich zum WHJ 1974 deutlich höhere Jahres-A_u im WHJ 1975 ist im wesentlichen durch den hohen A_u des Sommerhalbjahres verursacht. Die im vorangegangenen Winterhalbjahr angelegten Rücklagen im Grundwasser und See gehen bei gleichzeitig geringen Niederschlägen und hoher Verdunstung des Sommerhalbjahres rasch durch den sich offensichtlich verstärkenden A_u verloren.

Eine flexiblere Handhabung der hydrologischen Zeitabschnitte, wie sie etwa in der Glaziologie mit dem natürlichen Haushaltsjahr zwischen den Eintrittszeiten zweier aufeinanderfolgender Minima verwendet wird (WILHELM 1975: 199), die durch das Vorherrschen von Zu- oder Abnahmetendenzen gekennzeichnet sind, würde eine realistischere Erstellung vor allem kurzperiodischer Wasserhaushaltsbilanzen ermöglichen.

Erst bei mehrjährigen Bilanzen stellt sich ein Ausgleich zwischen den sich z. T. um Monate verschiebenden, tatsächlichen hydrologischen Zeitabschnitten ein.

Welche Bedeutung der Erfassung des Niederschlags im Hinblick auf die Wasserhaushaltsbilanz eines Einzugsgebietes zukommt, zeigt der beachtliche Unterschied der A_u-Werte für die Halbjahre und Jahre bei Verwendung sowohl der gemessenen als auch der korrigierten Niederschlagswerte.

Eine Korrektur der Niederschlagswerte um 20% (nach Tab. 1) nach oben bedeutet auch einen höheren Interzeptionsbetrag, wodurch auch die Gebietsverdunstung V_k erhöht wird. Da diese Erhöhung jedoch vergleichsweise gering ist, wirkt sich eine Erhöhung des Niederschlags fast vollständig auf die Erhöhung des Abflusses aus. Im WHJ 1974 wird dadurch der Abfluß von 131 auf 265 mm, im WHJ 1975 von 228 auf 331 mm vergrößert.

4.2. Wasserhaushaltsbilanz der Jahre 1966-1976

Nach der allgemeinen Wasserhaushaltsgleichung kann für die Halbjahres- und Jahresmittelwerte aus der Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung der Abfluß A, der im Niederschlagsgebiet Blunker See nur als A_u vorliegt, als resultierende Größe errechnet werden (Tab. 30, Spalten 5 und 6).

Tab. 30: Durchschnittliche Wasserhaushaltsbilanz der hydrologischen Halbjahre und des Jahres des Niederschlagsgebietes Blunker See für den Zeitraum 1966-1976. Angaben in mm.

Mittel 1966-1976	Niederschlag		Verdunstung		N-V		ΔW	Abfluß A _u	
	N	N _k	V	V _k	(1)-(3)	(2)-(4)		(5)-(7)	(6)-(7)
	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)
Winter	360	418	140	150	220	268	53	167	215
Sommer	373	465	340	370	33	95	-69	102	164
Jahr	733	883	480	520	253	403	-16	269	419

Diese Abflußwerte gelten nur unter der Annahme, daß die Differenz aus Rücklage und Aufbrauch der Vorratsgrößen ΔS_b , ΔG_w und ΔW null ist. Für die Vorratsänderung im See besteht jedoch für den Zeitraum 1966–1976 ein mittleres jährliches Defizit von 83 mm. Nach der Gleichung

$$A_u = N - V - \Delta W$$

ergeben sich im langjährigen Mittel für die Halbjahre und das Jahr für den A_u die in Tab. 30, Spalte 8 u. 9 aufgeführten Werte.

Über die Größen ΔS_b und ΔG_w sind für den Gesamtzeitraum 1966–1976 keine quantitativen Angaben möglich. Da sich aber eindeutige Beziehungen zwischen dem Grundwasser- und Seewasserstand gezeigt haben (vgl. Tab. 29, Spalten 6 und 7), kann davon ausgegangen werden, daß auch im Grundwasser im entsprechenden Zeitraum im Mittel eine negative Vorratsänderung eingetreten ist.

Der durchschnittliche Jahresabfluß A_u von 269 bzw. 419 mm kann daher nur als Mindestbetrag gelten. Der Einfluß der verschiedenen Niederschlagswerte auf den berechneten Abfluß A_u wird auch an diesem Beispiel sehr deutlich.

Da in der Regel den in der Literatur zugänglichen Wasserhaushaltsbilanzen von Einzugsgebieten die gemessenen Niederschlagswerte zugrundeliegen, wird wegen der Vergleichbarkeit im folgenden der am Regenmesser Nr. 40 gemessene Niederschlag eingesetzt (Tab. 30, Spalte 1), der im Vergleich zum gemessenen Gebietsniederschlag im Durchschnitt um etwa 5% zu hoch ist.

4.3. Vergleich der Wasserhaushaltsbilanz des Niederschlagsgebietes Blunker See mit benachbarten Niederschlagsgebieten

Das Niederschlagsgebiet (F_N) Blunker See ist als Binnenentwässerungsgebiet Teil des übergeordneten Niederschlagsgebietes der Trave (Abb. 27). Für das F_N der Trave (bis Pegel Bad Segeberg) liegen für den gleichen

Zeitraum 1966–1976 im GEWÄSSERKUNDLICHEN JAHRBUCH (1966–1976) Angaben über den Gebietsniederschlag und den am Pegel Bad Segeberg gemessenen Abfluß vor. Bei Anwendung der allgemeinen Wasserhaushaltsgleichung ergibt sich als Resultierende die Gebietsverdunstung (Tab. 31, Spalte 3). Da der von der Trave durchflossene Warder See (Abb. 27) für 1966–1976 eine durchschnittliche jährliche Vorratsänderung von –31 mm aufweist, muß entweder mit einer Erhöhung der berechneten Gebietsverdunstung oder aber des Abflusses über die nicht am Pegel erfaßte Größe A_u gerechnet werden.

PREUSS (1976) errechnete im Simulationsverfahren für den Zeitraum 1965–1973 für den durchschnittlichen jährlichen Abfluß des Trave- F_N (bis Pegel Bad Segeberg) 308 mm bei einem Niederschlag von 755 mm/a und einer Verdunstung von 414 mm/a. Der Restbetrag von 33 mm/a verteilt sich als Gebietsrücklage auf die Terme ΔS_b , ΔG_w und ΔW . Dieser Wert erscheint in einer realistischen Größenordnung, da der Wardersee als Teil des F_N Trave für den gleichen Zeitraum eine Rücklage von 43 mm hat (Tab. 31, Spalte 4).

Aus dem Vergleich der Bilanzwerte ergeben sich für die beiden in ihrer Größe so unterschiedlichen Niederschlagsgebiete relativ gute Übereinstimmungen. Die Einbeziehung der Wasserstandsänderungen von Seen vermag die Analyse von Bilanzwerten, die aus der allgemeinen Wasserhaushaltsgleichung abgeleitet werden, zu präzisieren und zu verbessern.

4.4. Wasserhaushaltsbilanz und Niederschlagsgebiet

Die Bilanzierung des Wasserhaushalts sowohl für den detailliert untersuchten Zeitraum 1974 und 1975 wie auch für den gesamten Zeitraum von 1966–1976 zeigt, daß es auch in einem hydrologisch schwer einzuschätzenden Gebiet der Jungmoränenlandschaft möglich ist, den Wasserhaushalt mit befriedigender Genauigkeit zu erfassen.

Tab. 31: Durchschnittliche Jahreswerte in mm für den Gebietsniederschlag N , den Abfluß A , die Verdunstung V und Rücklage R für die Niederschlagsgebiete Trave (bis Pegel Segeberg) und Blunker See.

		Gebiets-			
		N	A	V	R
		(1)	(2)	(3)	(4)
F_N Trave (bis Pegel Segeberg)	1966–1976 ¹⁾	728	281	447	
	1966–1973 ¹⁾	753	301	452	
Wardersee	1966–1976				$\Delta W - 31^2)$
F_N Trave (bis Pegel Segeberg) (nach PREUSS 1976)	1965–1973	755	308	414	33
	1965–1973				$\Delta W - 43^2)$
	1966–1973				$\Delta W - 18^2)$
F_N Blunker See	1966–1976	733	269	480	$\Delta W - 16^3)$
	1966–1973	767	303	480	$\Delta W - 16^3)$

¹⁾ nach Gewässerkundl. Jahrbuch Schleswig-Holstein

²⁾ bezogen auf die Fläche des Wardersees

³⁾ bezogen auf die F_N -Fläche Blunker See

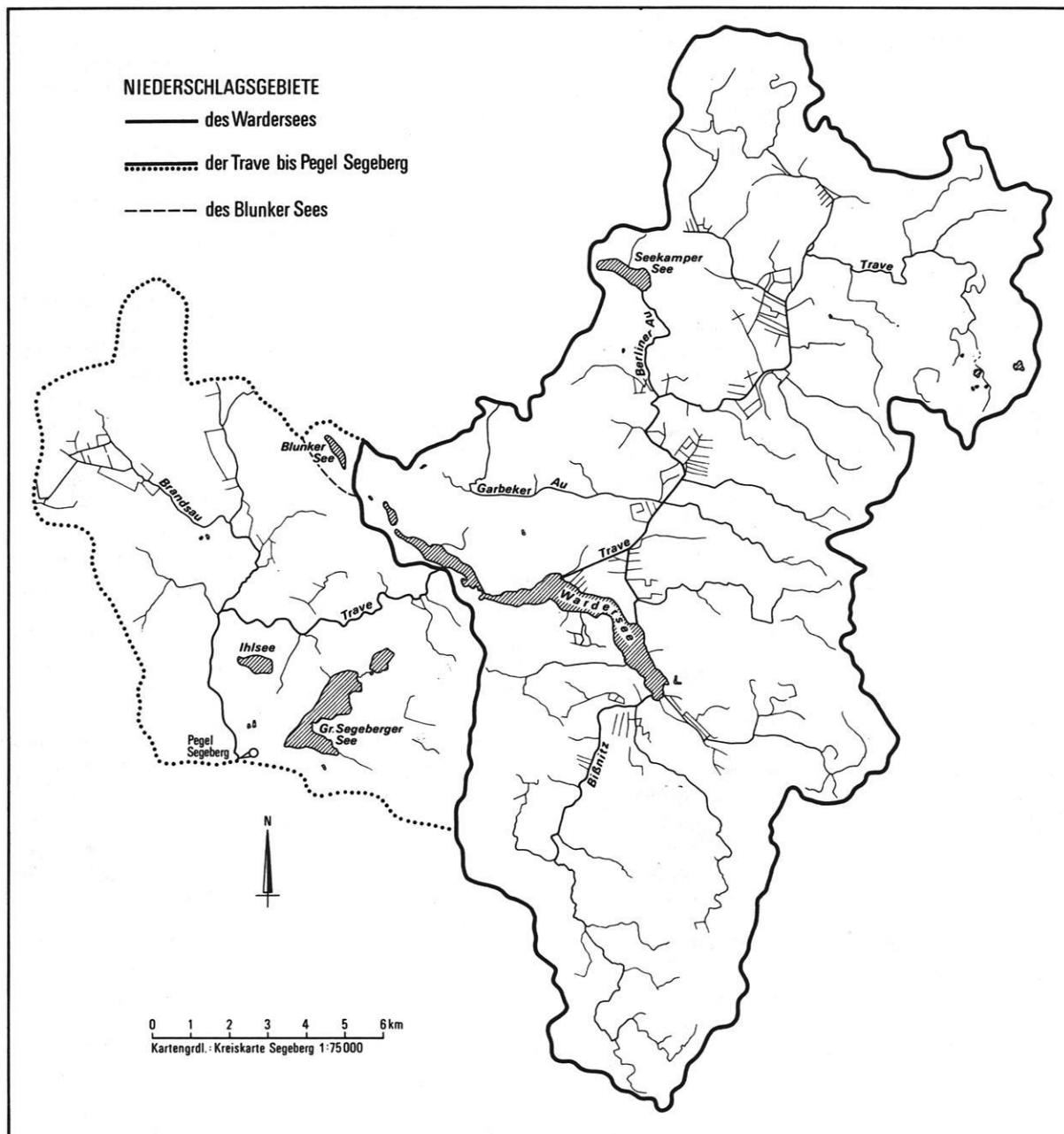


Abb. 27: Niederschlagsgebiete der Trave (bis Pegel Segeberg), des Wardersees und des Blunker Sees.

Wenn auch die Ergebnisse der Wasserhaushaltsbilanz plausibel erscheinen und durch den Vergleich mit in anderen und größeren Gebieten nach verschiedenen Verfahren erzielten Ergebnissen hervorragend gestützt werden, müssen dennoch einige allgemeine Anmerkungen zum Problem der Abgrenzung von Einzugs- bzw. Niederschlagsgebieten gemacht und die spezielle Situation des Blunker Sees als Binnenentwässerungsgebiet hervorgehoben werden.

In den glazial geprägten Landschaften Norddeutschlands besteht in der Regel keine Übereinstimmung zwischen dem durch die oberirdischen Wasserscheiden begrenzten Niederschlagsgebiet F_N und dem wirklichen Einzugsgebiet F_E (vgl. RICHTER & LILLICH 1975: 126).

Bedingt durch die Eigenart der Morphogenese der glazialen Landschaften, die zu einem wesentlichen Teil durch Toteisdynamik bestimmt ist, entstanden zahlreiche abflußlose Kessel und Wannen, die z. T. durch ansteigendes Grundwasser im Holozän zu Seen wurden. Da der hydrographische Reifungsprozeß in diesen jungen Gebieten Norddeutschlands noch nicht abgeschlossen ist und durch die Hebung der Erosionsbasis während der postglazialen Transgression auch weitgehend verlangsamt oder sogar verhindert wurde, unterblieb oftmals die Anzapfung der Hohlformen.

Die Vielzahl oberirdisch abflußloser Hohlformen ist ein Charakteristikum junger Glaziallandschaften. Aus hydrologischer Sicht sind es Binnenentwässerungsgebiete ohne unmittelbaren und direkten Anschluß an ein oberirdisches Entwässerungssystem. Nach SCHUMANN (1968: 26) sind Binnenentwässerungsgebiete aus einer oder mehreren Hohlformen bestehende, von einer Wasserscheide allseitig begrenzte oberirdische Einzugsgebiete, in dem Niederschlag nur verdunsten und versickern kann. Abfluß findet nur als unterirdischer Abfluß (A_u) statt. Wie sich anhand des vorläufigen Grundwassergleichenplans (Abb. 25) des Binnenentwässerungsgebietes Blunker See andeutet, vollzieht sich dieser unterirdische Abfluß auf breiter Front.

Durch Meliorationsmaßnahmen in Form von Drainageleitungen oder Verbindungsgräben und Verbindungskanälen zwischen den Gewässern und abflußlosen Hohlformen, insbesondere aber im Bereich der häufig vorkommenden Talwasserscheiden sind sichtbare und unsichtbare Veränderungen der hydrologischen Systeme bewirkt worden, die zusätzlich die Abgrenzung der Einzugsgebiete erschweren.

Bei Wasserhaushaltsbetrachtungen wird der Abfluß auf die Fläche des Einzugs- bzw. Niederschlagsgebietes bezogen und in $l/s \text{ km}^2$ als Abflußspende angegeben oder, um den Bezug zu anderen Wasserhaushaltsgrößen herzustellen, unter Berücksichtigung der Fläche des Einzugsgebietes in mm Wasserhöhe umgerechnet. Ist F_E tatsächlich größer als F_N und wird F_N als Bezugsfläche berücksichtigt, so ergibt sich für den Abfluß ein zu hoher

Betrag. Je größer die betrachteten „Einzugsgebiete“ sind, desto unbedeutender wird die Differenz zwischen den Größen von F_E und F_N . In kleinen Einzugsgebieten kann diese Unterschiedsgröße aber bedeutsame Fehler in die Wasserhaushaltsbilanzen einbringen.

In der Abb. 28 sind im Querprofil und in der Aufsicht die Probleme der Abgrenzung unter den gegebenen Abflußverhältnissen für das Blunker Seegebiet schematisch und generalisiert dargestellt. Es zeigt sich, daß hier für das obere Grundwasserstockwerk $F_E < F_N$ sein kann, da im SW-Teil eine Diskrepanz in der Lage der oberirdischen und unterirdischen Wasserscheide besteht. Unter der Annahme, daß im unteren Grundwasserstockwerk das Grundwasser von NE kommend das Niederschlagsgebiet in südwestlicher Richtung wieder verläßt, ist selbst bei genauerer Kenntnis der Grundwasserhältnisse eine Festlegung der Einzugsgebietsgrenzen in solchen Fällen im Gegensatz zu Einzugsgebieten mit oberirdischem Abfluß und einer distinkten Abflußmeßstelle praktisch nicht möglich, so daß nach HEITMANN & RICHTER & SCHUMANN (1969) als Begrenzungskriterium nur die oberirdische Wasserscheide bleibt.

Unter diesen Aspekten stellt unter den verwendeten Wasserhaushaltsgrößen die Grundwasservorratsänderung das schwächste Glied in der Wasserhaushaltsbilanz dar, da 1. das Grundwassereinzugsgebiet nicht genau abgegrenzt und 2. die Vorratsänderung ΔG_w nicht differenziert genug erfaßt werden konnte. Das wäre notwendig gewesen, weil die Grundwasserstandsänderungen zu beiden Seiten des Sees unterschiedlichen, in den Jahreszeiten wechselnd vorherrschenden Einflüssen unterworfen sind.

Unter Berücksichtigung aller Fehlermöglichkeiten bei der Schätzung der einzelnen Wasserhaushaltsgrößen kann den aufgestellten Bilanzen nur eine näherungsweise Gültigkeit abverlangt werden.

4.5. Der See im Gefüge des Gebietswasserhaushaltes

Aus der Betrachtung des Wasserhaushalts eines Sees lassen sich bereits weitgehende Rückschlüsse auf den Gebietswasserhaushalt der Umgebung gewinnen, insbesondere dann, wenn es sich wie beim Blunker See um einen oberirdischen zu- und abflußlosen See handelt, der in hohem Maße die Grundwasserhältnisse der Umgebung widerspiegelt. Die durchschnittliche jährliche Wasserstandsänderung des Blunker Sees von -83 mm ist das Ergebnis eines ständig sinkenden Grundwasserstandes des Seeumlandes in Verbindung mit gleichzeitig relativ hoher Verdunstung und unterdurchschnittlichen Niederschlägen in einer Reihe aufeinanderfolgender Jahre. Da die Verdunstung der Wasserfläche um ca. 30% höher ist als die der Landfläche, wird der dem See zugeführte Zufluß (aus dem Grundwasser) zu einem Teil durch die Verdunstung der Wasserfläche verbraucht.

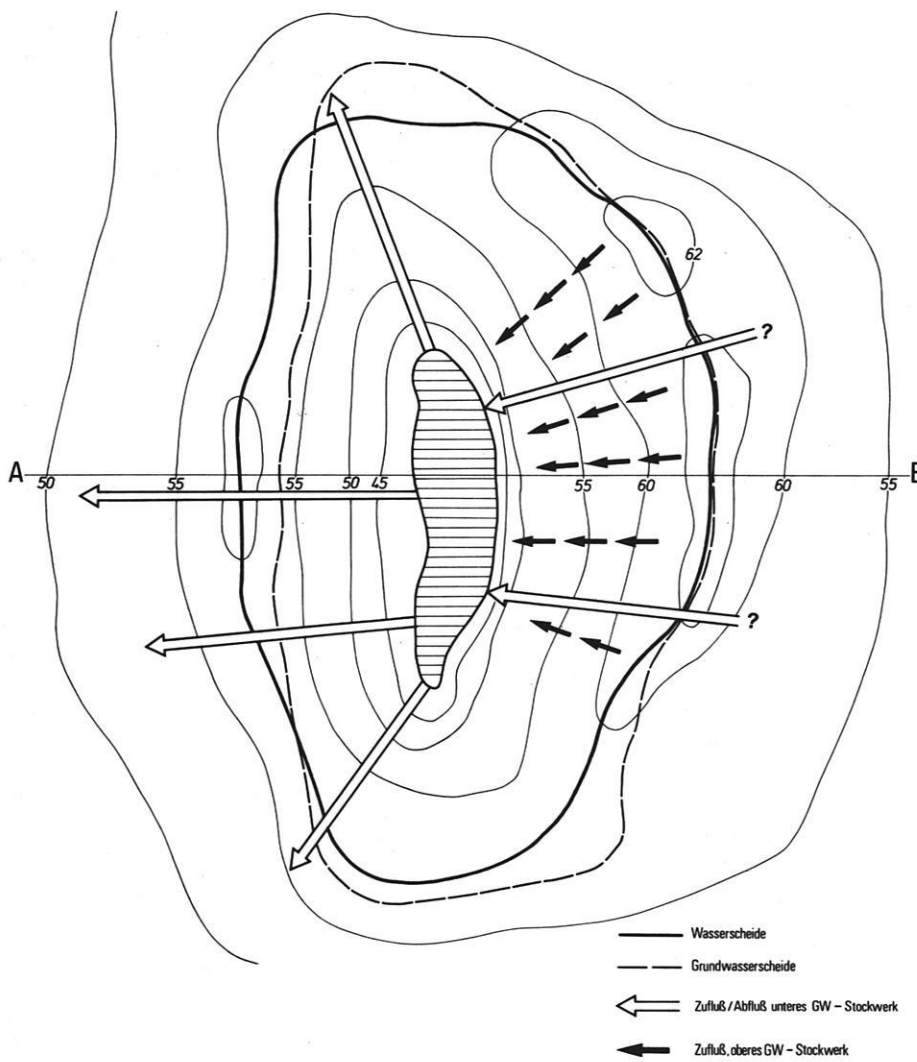
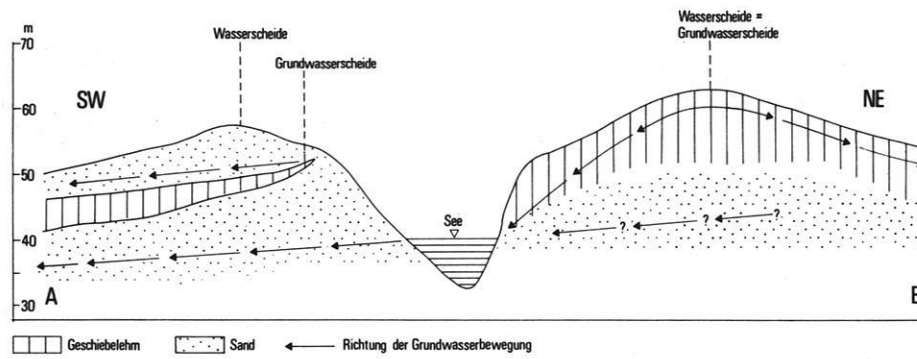


Abb. 28: Schematische Darstellung der Einzugsgebiete F_E (nach der Grundwasserscheide) und F_N (nach der oberirdischen Wasserscheide) sowie der Grundwasserverhältnisse im Binnenentwässerungsgebiet Blunker See.

Unter diesen Bedingungen stellt sich – selbst unter der Annahme eines konstant hohen unterirdischen Abflusses – im Mittel 1966–1976 – ein Nettoabfluß ein.

Aus dem Vergleich der Wasserhaushaltsbilanzen 1966–1976 der Niederschlagsgebiete Trave mit einer Gesamtwasserfläche von 2% und Blunker Seegebiet mit einer Wasserfläche von 20% (s. Tab. 31) ergibt sich als Schlußfolgerung:

Einzugsgebiete mit hohen Flächenanteilen von Wasserflächen liefern einen geringeren Abfluß (in % des Gebietsniederschlags) bei gleichzeitig höherer Gebietsverdunstung als Gebiete ohne oder mit nur geringen Wasserflächenanteilen. Eine ähnliche Wirkung wie Wasserflächen üben Niederungsgebiete mit hoch unter Flur anstehendem Grundwasser aus (vgl. SCHENDEL 1971). Da das Trave-Niederschlagsgebiet ausgedehnte nasse Niederungen einschließt, ist der relativ geringe Unterschied zwischen den beiden Niederschlagsgebieten erklärbar.

Unter dem Gesichtspunkt der Nutzung des Grundwassers sind Gebiete mit Oberflächengewässern als relative Verlustgebiete zu bewerten. Dies gilt insbesondere für Jahre und verstärkt für eine Folge von Jahren mit unterdurchschnittlichen Niederschlagsmengen bei gleichzeitig relativ hohen Temperaturen.

4.6. Zusammenfassung

Die kurzfristigen Wasserhaushaltsbilanzen für das Niederschlagsgebiet Blunker See konnten auf der Grund-

lage eigens im Untersuchungsgebiet durchgeführter Messungen der verschiedenen Wasserhaushaltsgrößen relativ zuverlässig erstellt werden. In Verbindung dieser Messungen mit den amtlicherseits für einen längeren Zeitraum zur Verfügung stehenden Daten des Niederschlags und der Wasserstandsänderung wurden auch längerfristige Abschätzungen des Wasserhaushalts möglich.

Es konnte sowohl auf die Schwierigkeiten, die sich bei der Erfassung der erforderlichen Wasserhaushaltsgrößen wie Verdunstung, Niederschlag, Bodenfeuchte- und Grundwasservorratsänderung mit den vergleichsweise relativ einfachen und apparativ relativ wenig aufwendigen Meßverfahren ergaben wie auch insbesondere auf das Problem der Abgrenzung des Einzugsgebietes hingewiesen werden.

In der Regel liegen für die meisten Seen- bzw. Niederschlagsgebiete in Schleswig-Holstein und auch anderswo an Daten, die zur Erfassung des Gebietswasserhaushalts einsetzbar sind, lediglich solche des Niederschlags und der Wasserstandsänderung bzw. des Abflusses vor. Am Beispiel des durch die eingehenden Untersuchungen hinsichtlich des Wasserhaushalts hinreichend bekannten Blunker Seegebietes soll im weiteren geprüft werden, inwieweit unter Einsatz geeigneter statistischer Verfahren aus der alleinigen Betrachtung und Analyse der Beziehung zwischen Niederschlag und Wasserstandsänderung Abschätzungen über das durchschnittliche Verhalten des Gebietswasserhaushalts ableitbar sind.

5. Die Beziehung zwischen Niederschlag und Wasserstandsänderung am Beispiel des Blunker Sees

In einem oberirdisch zu- und abflußlosen See ist der Wasserstand bzw. seine Änderung während eines bestimmten Zeitraumes abhängig von der Höhe des auf den See fallenden Niederschlags und des unterirdischen Zuflusses einerseits, sowie von der Höhe der Verdunstung von der freien Wasserfläche und des unterirdischen Abflusses andererseits.

Die Annahme, daß die Wasserstandsänderung von der Eingangsgröße Niederschlag abhängig ist in der Form $\Delta W = f(N)$, stellt eine Reduktion des komplexen Systems Niederschlagsgebiet mit all seinen Transformationsprozessen auf eine Input-Output-Relation dar, die einem Black-Box-Modell analoger Form entspricht. In welchem Maße die Analyse dieser Beziehung summarisch über die übrigen Wasserhaushaltsgrößen Auskunft geben kann, ist zu prüfen.

Zur Erfassung der die Modellstruktur beschreibenden Parameter lassen sich Verfahren wie Korrelations- und Regressionsanalyse und Zeitreihenanalyse einsetzen. Zur

Interpretation der abgeleiteten Parameter und zur Beurteilung deren Güte werden die in den Jahren 1974 – 1977 im Untersuchungsgebiet Blunker See ermittelten Verknüpfungen der einzelnen Wasserhaushaltsgrößen herangezogen.

5.1. Die Ausgangsdaten Niederschlag und Wasserstandsänderung für den Zeitraum 1966–1976

Die Niederschlags- und Wasserstandsdaten stehen für den Zeitraum 1966–1976 als Tageswerte vom Regemesser Nr. 40 und dem Lattenpegel zur Verfügung. Im Kapitel 3.2.2. konnte dargelegt werden, daß die Niederschlagswerte des Regemessers Nr. 40 bei einer Reduktion um durchschnittlich 5% dem Gebietsniederschlag entsprechen. Aus Vergleichsgründen mit anderen Niederschlagsgebieten werden die Regemesserwerte nicht reduziert, zumal sie aufgrund der geringen Abweichung als hinreichend repräsentativ im Rahmen dieser Betrachtung für das Niederschlagsgebiet gelten können.

Das Mittel der Jahre 1966–1976 beträgt für den Niederschlag 733 mm zwischen den Extremwerten 1058 mm (1967) und 508 mm (1976). Die Jahreswerte und deren Abweichungen vom langjährigen Mittel sind der Tab. 32 zu entnehmen. In der Wasserstandsganglinie (vgl. Abb. 26) spiegelt sich weitgehend die zeitliche Verteilung der Niederschläge. Als Folge der überdurchschnittlich niederschlagsreichen Jahre 1966 und 1967 (Tab. 32) erreicht der Seespiegel seine Höchststände in diesen Jahren, dem ein generelles – in den Jahren 1972 und 1973 besonders steiles – Absinken folgt.

Tab. 32: Jahresniederschläge (Regenmesser Nr. 40 Blunker See) und deren Abweichungen in Prozent vom 10jährigen Mittel (1966–1975 Blunker See) und vom 40jährigen Mittel (1931–1970) der Station Bad Segeberg / Kl. Rönna.

	Niederschlag Regenmesser Nr. 40	Niederschlag 10jährigen Mittels	in % des 40jährigen Mittels
1966	941	125	123
1967	1058	140	138
1968	758	100	99
1969	614	81	80
1970	875	116	114
1971	640	85	83
1972	681	90	89
1973	567	75	74
1974	758	100	99
1975	661	88	86
1976	507	67	66
1977	707	94	92
1966–1976	733	97	95
1966–1977	731	97	95

So zeigen denn auch die Regressionsgeraden der Mittelwasserstände der hydrologischen Halbjahre und des hydrologischen Jahres einen deutlich absteigenden Trend (Abb. 29), der sowohl nach dem Run-Test (BENDAT & PERSOL 1971: 122–125) wie auch nach dem Vorzeichen-Trendtest (SACHS 1971: 296) auf dem 95%-Signifikanz-Niveau statistisch gesichert ist.

Von den Niederschlagssummen der Halbjahre und Jahre wird durch die genannten Tests nur die Regressionsgerade der Sommerhalbjahres-Werte (Abb. 30) mit signifikant (95%-Niveau) absteigendem Trend ausgewiesen. Für die Regressionsgeraden der Halbjahres- und Jahreswerte der effektiven Wasserstandsänderung ΔW zeichnen sich zwar absteigende Tendenzen ab (Abb. 31), diese werden aber in den entsprechenden Tests nicht als signifikant bestätigt.

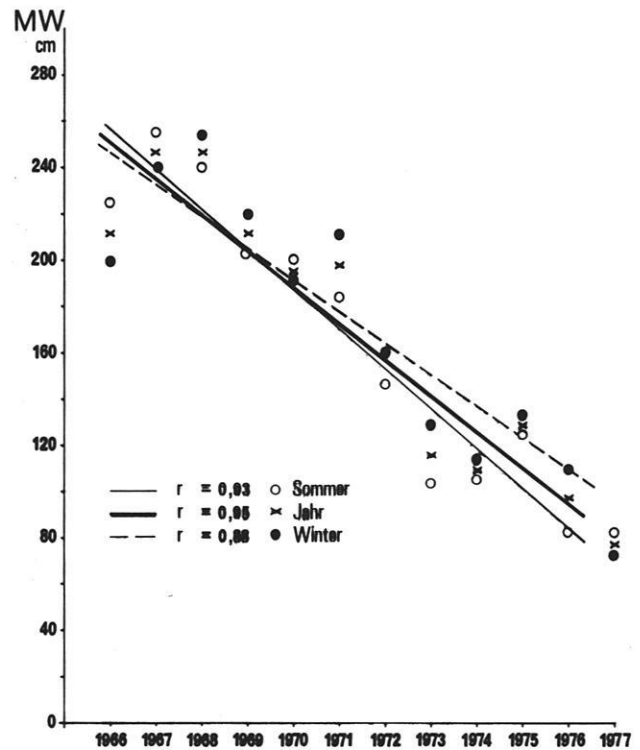


Abb. 29: Regressionsgeraden der Mittelwasserstände MW des Blunker Sees der hydrologischen Halbjahre und Jahre für den Zeitraum 1966–1976

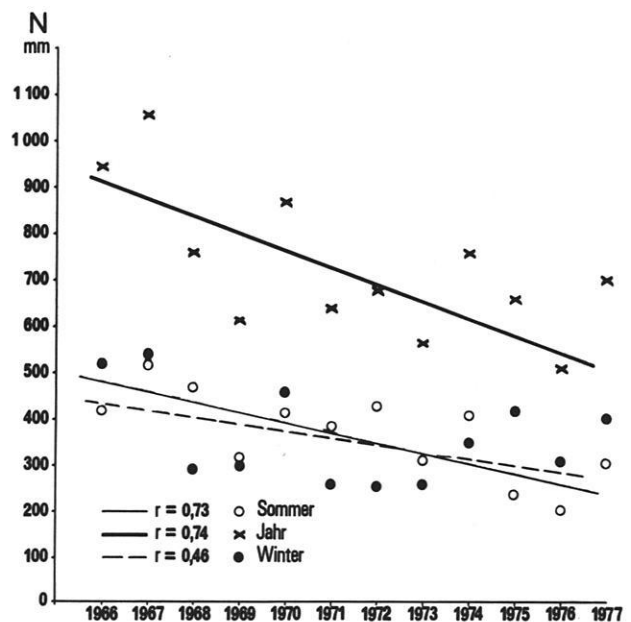


Abb. 30: Regressionsgeraden der Niederschlagssummen N der Station Blunker See für die hydrologischen Halbjahre und Jahre für den Zeitraum 1966–1976

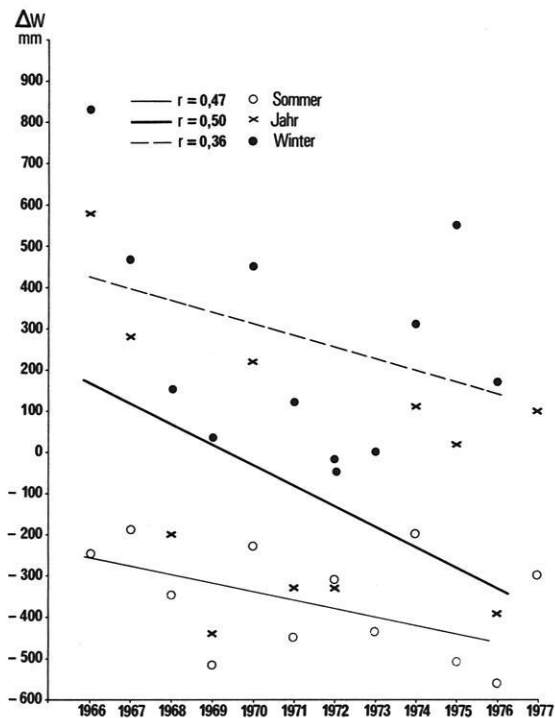


Abb. 31: Regressionsgeraden der Wasserstandsänderungen ΔW des Blunker Sees der hydrologischen Halbjahre und Jahre für den Zeitraum 1966–1976

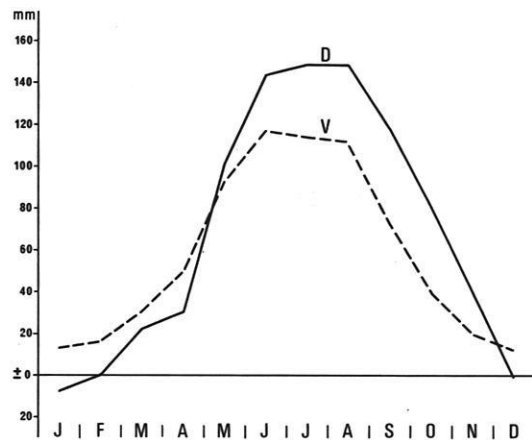


Abb. 32: Durchschnittlicher Jahresgang der Unterschiedshöhe D und der Verdunstung V des Blunker Sees im Zeitraum 1966–1976

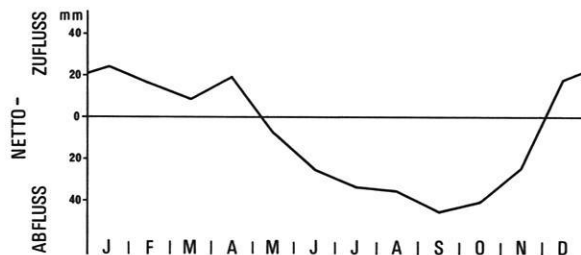


Abb. 33: Durchschnittlicher Jahresgang des unterirdischen Netto-Zu- und Abflusses des Blunker Sees im Zeitraum 1966–1976

5.2. Wasserhaushaltsbilanz des Blunker Sees

Über die Unterschiedshöhe D als Differenz aus Niederschlag N und Wasserstandsänderung ΔW kann die Abschätzung des Netto-Zu- und Abflusses, der sich am Blunker See ausschließlich unterirdisch vollzieht, vorgenommen werden (vgl. SCHUMANN 1973):

$$D = N - \Delta W$$

Die monatliche Wasserstandsänderung ist der effektive Differenzbetrag zwischen dem Wasserstand am Anfang und am Ende jeden Monats. Die Differenz zwischen der Unterschiedshöhe D und der Verdunstung der freien Wasserfläche V ergibt den Nettozufluß Z bzw. den Nettoabfluß A. Es gilt:

$$Z, A = D - V$$

$$Z, \text{ wenn } D > V$$

$$A, \text{ wenn } D < V.$$

Der durchschnittliche Jahresgang der Unterschiedshöhe D und der Verdunstung V sowie des unterirdischen Netto-Zu- und Abflusses ist in den Abb. 32 und 33 dargestellt.

In der Höhe der Netto-Zufluß- und Abflußraten spiegelt sich die wechselnde hydraulische Situation innerhalb des See-Umland-Systems wieder (Abb. 34).

Das Maximum des Netto-Abflusses wird in den Monaten September/Oktober erreicht. In dieser Zeit ist die Verdunstung sowohl von der Wasser- als auch von der Landfläche im Vergleich zu den vorangegangenen Monaten stark herabgesetzt. Bei bereits einsetzender Auffüllung des oberen Bodenraumes sinkt das Grundwasser noch bis etwa November/Dezember weiter ab. Der durchschnittlich tiefste Seespiegelstand liegt im Oktober/November. Die Niederschläge der Monate September/Oktober sowie die geringer werdende Verdunstung verlangsamen das Absinken des Seespiegels. Der See speist weiterhin auf der influent bestimmten SW-Seite in das noch absinkende Grundwasser ein. Diesem Abfluß wirkt nur ein minimaler Grundwasserzufluß von der effluent bestimmten NE-Seite des Sees entgegen. Der geringe Grundwasserzufluß – der sich auch im allmählichen Versiegen der Hangquellen bemerkbar macht – erklärt sich weitgehend aus dem abgesunkenen Grundwasser hinein in die lehmigen Substrate mit geringer Wasserleitfähigkeit.

Tab. 33: Halbjahres- und Jahreswerte der Wasserhaushaltsgrößen (in mm) Niederschlag N , Wasserstandsänderung ΔW , Verdunstung V_s , Zufluß Z und Abfluß A für den Blunker See für 1966–1976.

WHJ	Winterhalbjahr				Sommerhalbjahr				Jahr			
	N	ΔW	V_s	Z/A	N	ΔW	V_s	Z/A	N	ΔW	V_s	Z/A
1966	519	830	143	-454	422	-250	493	179	941	580	636	-275
1967	541	470	171	-100	517	-190	559	148	1058	280	730	48
1968	288	150	214	-76	470	-350	478	342	758	-200	692	266
1969	304	80	164	60	310	-520	571	259	614	-440	735	319
1970	460	450	109	-99	415	-230	504	141	875	220	613	42
1971	259	120	168	-29	381	-450	559	272	640	-330	727	243
1972	253	-20	190	83	428	-310	547	191	681	-330	737	274
1973	259	0	188	71	308	-430	538	199	567	-430	726	271
1974	349	310	192	-153	409	-200	468	141	758	110	660	-12
1975	422	550	184	-312	239	-510	670	79	661	40	854	-233
1976	308	150	165	-7	200	-560	632	129	508	-410	797	121
MW	360	281	172	-92	373	-364	547	189	733	-83	719	97

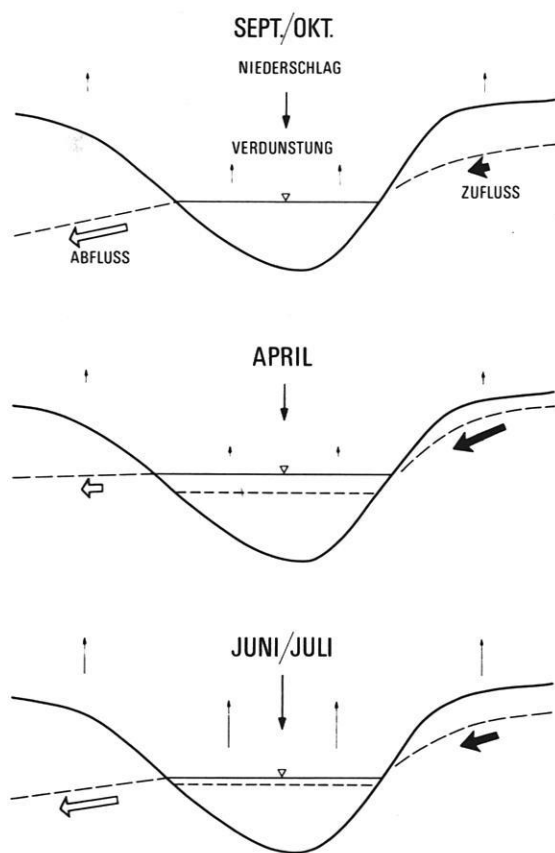


Abb. 34: Schematische Darstellung der Relationen der wichtigsten Wasserhaushaltsgrößen zu charakteristischen Situationen im Blunker Seegebiet

In den folgenden Monaten gewinnt der Zufluß als Folge des sich auffüllenden Grundwassers an Bedeutung und von Dezember bis April überwiegt dann der Zufluß, der Seespiegel steigt; denn durch den im gesamten Einzugsgebiet steigenden Grundwasserspiegel verringert sich auf der influenten Seite die Potentialdifferenz zwischen See und Grundwasser. Das Maximum des Nettozuflusses liegt durchschnittlich im April. Auch der Seespiegel erreicht in diesem Monat seinen durchschnittlichen Höchststand.

Mit der raschen Zunahme der Verdunstung ab Mai, die vor allem durch die einsetzende Vegetationsentwicklung verstärkt wird, setzt auch das Absinken des Grundwassers ein. Damit verringert sich auch der Zufluß in den See. Im Laufe des Sommers wird – nach Überschreiten des Gleichgewichts zwischen Zu- und Abfluß – der Nettoabfluß immer bedeutsamer und erreicht im September/Oktober sein Maximum.

Zwischen den einzelnen Jahren bestehen – in Abhängigkeit von den Niederschlägen – beträchtliche Abweichungen von den skizzierten durchschnittlichen Abläufen. In den insgesamt nur drei Jahren des gesamten Zeitraumes 1966–1976 mit Nettozufluß in der Bilanz wird im Jahr 1966 mit 275 mm der Höchstwert an Nettozufluß erreicht. In den übrigen Jahren herrscht Nettoabfluß vor, der zwischen 42 mm (1974) und 319 mm (1969) schwankt (s. Tab. 33).

Tab. 34: Durchschnittliche Wasserhaushaltsbilanzen der Halbjahre und des Jahres für den Blunker See für den Zeitraum 1966–1976.

	N	ΔW	V_s	=	Z/A
Winter	342	-283	-172	=	-113
Sommer	354	+364	-547	=	171
Jahr	696	+ 81	-719	=	58

Im Mittel des Zeitraumes 1966–1976 (Tab. 34) ergibt sich unter Verwendung des auf den Gebietsniederschlag reduzierten Niederschlag ein Nettoabfluß von 58 mm. Für die Winterhalbjahre errechnet sich ein durchschnittlicher Nettozufluß von 113 mm, für die Sommerhalbjahre ein durchschnittlicher Nettoabfluß von 171 mm (Tab. 34). Werden die am Regenmesser Nr. 40 gemessenen Werte eingesetzt, errechnet sich ein durchschnittlicher Nettoabfluß von 97 mm/a mit einem Nettozufluß von 92 mm für das Winterhalbjahr und einem Nettoabfluß von 189 mm für das Sommerhalbjahr (vgl. Tab. 33).

5.3. Korrelations- und Regressionsanalyse

Der Zusammenhang zwischen Wasserstandsänderung ΔW und Niederschlag N läßt sich in der Gleichung $\Delta W = f(N)$ ausdrücken oder unter der vereinfachenden Annahme eines linearen Zusammenhanges zwischen ΔW und N auch als Regressionsgleichung formulieren:

$$\Delta W = a_0 + a_1 N$$

Dabei ist ΔW die zu bestimmende Größe und N die Größe, die auf ΔW eine Wirkung ausübt (vgl. HEINRICHSDORF 1969; SCHUMANN 1972).

Aus der Regressionsgleichung läßt sich nicht erkennen, daß die Wasserstandsänderung über den Einfluß des Niederschlages hinaus noch durch andere Faktoren wie Verdunstung der freien Wasserfläche und den unterirdischen Zu- und Abfluß bestimmt wird. Da das Zusammenwirken dieser Größen einen überaus komplexen Vorgang darstellt und die meisten Wasserhaushaltsgrößen als zuverlässige, gemessene Werte für längere Zeiträume in der Regel nicht zu Verfügung stehen, ist die Regressionsanalyse ein geeignetes Mittel, das Durchschnittsverhalten der Input-Output-Relation bzw. die zeitliche Veränderung von ΔW in Abhängigkeit von N unmittelbar zum Ausdruck zu bringen. Dieser Regressionsansatz ist möglich und zulässig, da zwischen N_t und N_{t-1} für die meisten Niederschlagsstationen keine signifikante Autokorrelation besteht. In der Abb. 35 ist für die Monate der hydrologischen Halb-

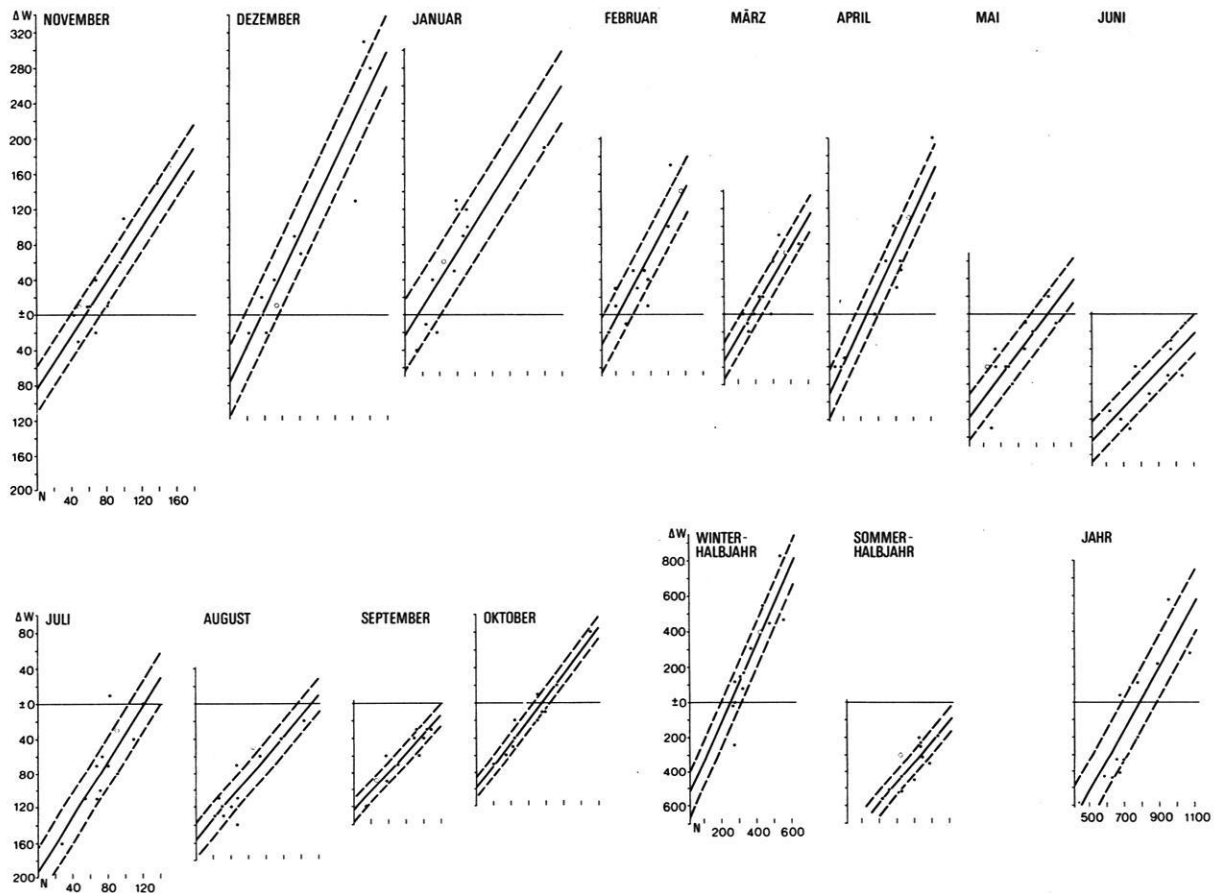


Abb. 35: Regressionsgeraden der Beziehung Niederschlag zu Wasserstandsänderung für Monate, hydrologische Halbjahre und das hydrologische Jahr für den Zeitraum 1966–1976. Der Standardfehler der Schätzung wird durch die gerissenen Parallelen angegeben.

jahre und des hydrologischen Jahres des Zeitraumes 1966–1976 diese Beziehung graphisch unter Angabe der Regressionsgeraden und des Streubereichs dargestellt.

Als Maß für die Beurteilung des allgemeinen Zusammenhangs zwischen der abhängigen und unabhängigen Veränderlichen dient die Standardabweichung ($s_{y \cdot x}$) und der Korrelationskoeffizient (r). Der Korrelationskoeffizient gibt Auskunft darüber, ob Zusammenhänge bestehen und wie straff diese sind. Die Stichproben sind für die Monate, Halbjahre und das Jahr relativ klein und zumeist nur annähernd normalverteilt, so daß bei zwar durchweg hohen Signifikanzniveaus der Korrelationskoeffizienten von $\cong 99\%$ nur bedingt statistisch gesicherte Aussagen vorzunehmen sind.

Der Jahresgang für die Monatswerte der Korrelationskoeffizienten ist in Abb. 36 dargestellt.

Ein enger Zusammenhang zwischen Wasserstandsänderung und Niederschlag ist dann zu erwarten, wenn die neben dem Niederschlag noch maßgeblich beteiligten Faktoren wie Verdunstung und Zu- und Abfluß gar nicht oder nur wenig vom Mittelwert abweichen oder der Einfluß dieser Faktoren nur in geringem Maße zur Geltung kommt. Nach SCHUMANN (1972: 55) ist dabei die Differenz zwischen den die Wasserstandsänderung positiv bzw. negativ beeinflussenden Faktoren von Bedeutung.

Im Winterhalbjahr beeinflussen Niederschlag und Nettozufluß – bei gleichzeitig relativ geringer Verdunstung – den Wasserstand in die gleiche positive Richtung. Im Sommerhalbjahr dagegen bewirken gegen den Niederschlag Verdunstung und Nettoabfluß gleichsam eine negative Wasserstandsänderung. Der Jahresgang der Standardabweichung $s_{y \cdot x}$ der Beziehung $\Delta W = f(N)$ (Abb. 36) entspricht in großen Zügen dem Jahresgang des Netto-Zu- und Abflusses (vgl. Abb. 33). Hohe Korrelationskoeffizienten r in Verbindung mit geringen Werten für die Standardabweichung $s_{y \cdot x}$ weisen die Monate aus, in denen im Durchschnitt der Jahre das Verhältnis zwischen Niederschlag und Wasserstandsänderung durch das Zusammenspiel und Mitwirken der übrigen Faktoren relativ konstant gehalten wird. Das ist in hervorragender Weise für die Monate September und Oktober, in geringerem Maß für die Monate April und November der Fall.

Für die Straffheit der Beziehung $\Delta W = f(N)$ ist auch der Einflußgrad des Niederschlages in Abhängigkeit von dessen Höhe von Bedeutung (SCHUMANN 1972). In der Regressionsgleichung wird dieser Einflußgrad durch das Steigungsmaß (Regressionskoeffizient a_1) angegeben. Ein hoher Regressionskoeffizient bedeutet, daß bei zunehmender Niederschlagshöhe der Wasserspiegel des Sees durch erhöhten Nettozufluß bzw. verringerten Nettoabfluß oder verringerte Verdunstung stärker ansteigt, als dem unmittelbar auf den See fallenden Niederschlag entspricht.

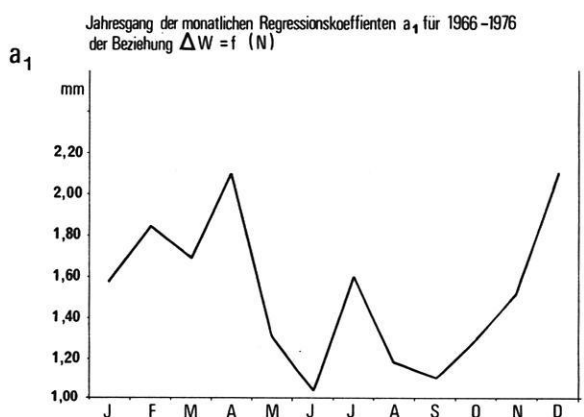
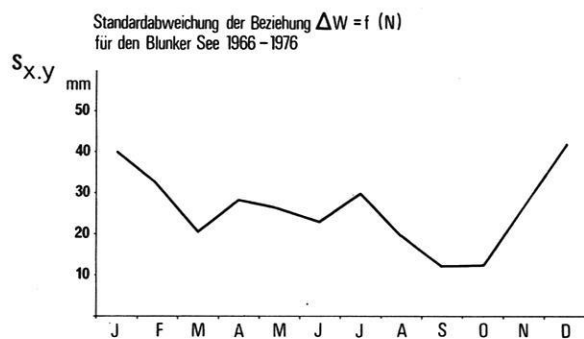
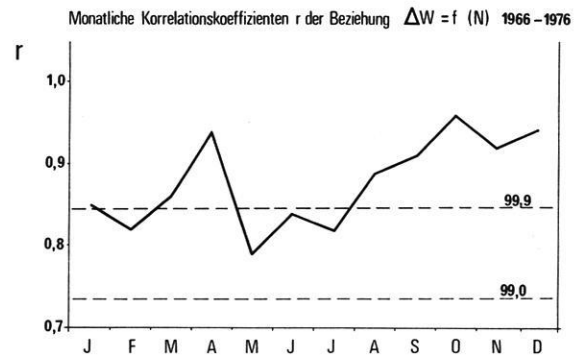


Abb. 36: Jahresgang der monatlichen Korrelationskoeffizienten r , der Standardabweichung $s_{y \cdot x}$ und der Regressionskoeffizienten a_1 der Beziehung Niederschlag zu Wasserstandsänderung für den Blunker See für den Zeitraum 1966–1976

Ein verstärkter Anstieg des Wasserstandes ist zu verzeichnen, wenn sich im Einzugsgebiet der Grundwasserumsatzraum bei zugleich geringer Verdunstung und hoher Versickerung in der vorangegangenen Zeit relativ schnell auffüllt. Solche nach SCHUMANN (1972) „stabilen Zustände“ stellen sich in den Monaten Dezember und April mit Regressionskoeffizienten von 2,08 bzw. 2,10 ein (Abb. 36). Im Gegensatz dazu wird die positive Wasserstandsänderung in den Monaten Mai, Juni, August, September und Oktober bei zunehmendem Niederschlag relativ kleiner durch erhöhten Nettoabfluß, da sich in diesen Monaten das Verhältnis zwischen Niederschlag und Verdunstung gegenüber den Wintermonaten erheblich verändert hat. Eine Ausnahme macht der Juli, der im langjährigen Durchschnitt durch hohe Niederschläge und relativ geringe Verdunstung ausgezeichnet ist. Der Einflußgrad des Niederschlags hängt in den Monaten und Halbjahren auch davon ab, ob der Netto-Zu- oder Abfluß bezüglich der Wasserstandsänderung im Mittel eine positive oder negative Tendenz aufweist. Die mit einem hohen Regressionskoeffizienten ausgewiesenen Monate Dezember und April zeigen eine positive Tendenz, die sich bei zunehmender Niederschlagshöhe verstärkt. Die Monate Mai, Juni, August, September und Oktober mit relativ niedrigen Regressionskoeffizienten zeigen dagegen eine negative Tendenz.

Werden in der Regressionsrechnung nach SCHUMANN (1972: 54) um 10% oder nach KARBAUM (1969) gar um 25% erhöhte Niederschlagswerte benutzt, werden die Regressionskoeffizienten bedeutend kleiner und gehen insbesondere für die Sommermonate auf Werte um und unter 1,0. Eine Erhöhung des Niederschlags bedeutet, daß sich die Wasserhaushaltsbilanz zugunsten des Abflusses um den Betrag ändert, um den der Niederschlagswert größer wurde, sofern die Verdunstung als richtig bestimmt angenommen wird.

Aus den Regressionsgeraden der Beziehung $\Delta W = f(N)$ für die Monate (Vgl. Abb. 35) lassen sich die mittleren Niederschlagsbeträge entnehmen, die erforderlich sind, um die monatlichen Wasserstandsänderungen einen Wert von Null annehmen zu lassen. Zur Erhaltung dieses Gleichstandes sind neben den Niederschlägen selbst die den Wasserstand ebenfalls beeinflussenden Faktoren wie Verdunstung, Zu- und Abfluß in diesen erforderlichen Beträgen implizit berücksichtigt, so daß die Differenzbeträge zwischen tatsächlichem und erforderlichem Niederschlag (Abb. 37) summarisch über die Bilanz dieser Größen Auskunft geben.

Für die Monate November bis April, in denen Zufluß vorherrscht, liegen die für einen gleichbleibenden Seespiegel erforderlichen Niederschläge unterhalb der tatsächlichen. Im Gegensatz dazu stehen die Monate Mai bis Oktober mit hohen negativen Differenzen zwischen tatsächlichem und erforderlichen Niederschlägen, als Folge hoher Verluste von Verdunstung und Nettoabfluß.

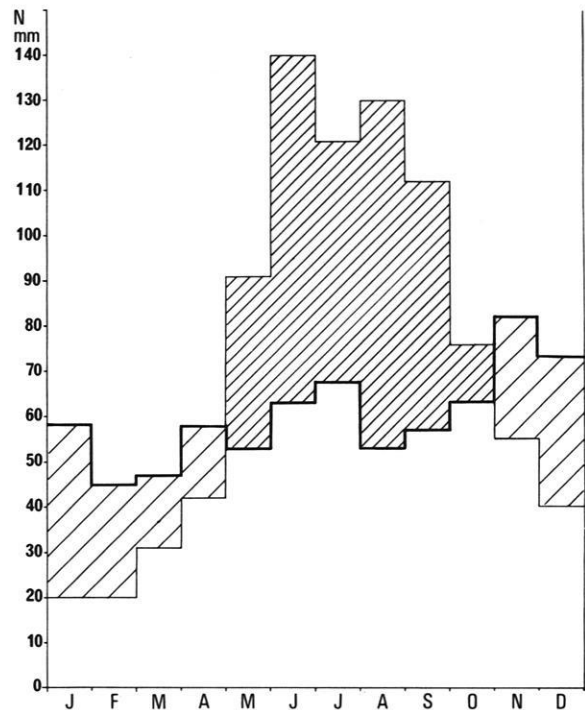


Abb. 37: Für den Gleichstand des Wasserspiegels erforderliche Niederschlagsbeträge im Vergleich zu den tatsächlichen im Blunker Seegebiet. – Weit schraffiert: Überschußbeträge, eng schraffiert: Defizitbeträge. Die dicke Linie gibt die tatsächlichen, durchschnittlichen monatlichen Niederschläge im Zeitraum 1966–1976 an.

In Übereinstimmung mit der Größe des Netto-Zu- und -Abflusses zeichnen sich die Monate April/Mai und Oktober/November als deutliche Wendepunkte in der Tendenz des wasserhaushaltlichen Geschehens im Niederschlagsgebiet Blunker See ab. Bei einem durchschnittlichen Jahresniederschlag von 775 mm wäre unter Zugrundelegung der Verhältnisse des Zeitraumes 1966–1976 in der Beziehung $\Delta W = f(N)$ ein gleichbleibender Seespiegelstand für den Blunker See im Durchschnitt der Jahre zu erwarten.

Durch die Korrelations- und Regressionsanalyse wird der Niederschlag als Haupteinflußgröße durch hohe signifikante Korrelationskoeffizienten bestätigt. Einfluß und Einflußgrad der übrigen beteiligten Faktoren wird nur summarisch angegeben. Mit Hilfe der multiplen Korrelations- und Regressionsanalyse wird eine Abschätzung des anteiligen Einflusses der übrigen beteiligten Faktoren im einzelnen möglich.

Tab. 35: Korrelationskoeffizienten r und Bestimmtheitsmaß $B = r^2$ der Beziehung zwischen Temperatur und Seeverdunstung für die Monate für den Zeitraum 1966–1976.

Monate	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O
r	0,62	0,60	0,31	0,62	0,67	0,90	0,86	0,57	0,85	0,72	0,21	0,17
r^2	0,38	0,36	0,10	0,38	0,45	0,81	0,74	0,32	0,72	0,52	0,04	0,03

5.3.1. Multiple Korrelations- und Regressionsanalyse

Die multiple Korrelation erklärt die abhängige Zielgröße aus mehreren unabhängigen Einflußgrößen.

Zielgröße ist die monatliche Wasserstandsänderung (ΔW). Einflußgrößen sind die Monatssummen des Niederschlags (N) und der Verdunstung von der freien Wasserfläche (VS), die Monatsmittel der Lufttemperatur (T) sowie die entsprechenden Werte von 1 bzw. 2 zurückliegenden Monaten (N 1, VS 1, T 1 und N 2, VS 2, T 2) des Beobachtungszeitraumes 1966–1976.

Die verwendeten Variablen dürfen in der multiplen Regressionsanalyse nicht interkorreliert sein. Zwischen monatlicher Seeverdunstung VS und Monatsmitteltemperatur T bestehen jedoch eindeutige Beziehungen, die im Jahresgang unterschiedlich eng sind (Tab. 35).

Insbesondere für die Sommermonate ist danach eine Unabhängigkeit der Variable VS nicht gewährleistet. Im Hinblick auf die Zielgröße ΔW als Systemausgang werden aber beide Variablen verwendet, da die Temperatur nicht nur über die Seeverdunstung, sondern auch über das Einzugsgebiet (Landverdunstung) einen Einfluß auf ΔW ausüben kann.

Die multiple Regressionsanalyse wird „schrittweise“ durchgeführt (Programm REGRESSION aus SPSS, Version 7, 1978). Ausgehend von einem ersten einfachen linearen Regressionsansatz zwischen der abhängigen Variablen und jener unabhängigen Variablen, die den höchsten einfachen Korrelationskoeffizienten mit der

Zielgröße aufweist, wird in weiteren Schritten jeweils eine unabhängige Variable zusätzlich in die Regression aufgenommen und zwar diejenige, die die größte Verringerung der Reststreuung bewirkt. Das ist auch die Variable, die die größte partielle Korrelation mit der abhängigen Variablen unter Ausschluß des Einflusses der Variablen, die bereits in der Regression berücksichtigt sind. Gleichzeitig ist das die Variable, die den größten F-Wert unter den noch nicht in die Regression aufgenommenen Variablen hat. Die Variable wird jedoch nur berücksichtigt, wenn ihr entsprechender F-Wert die gewählte Signifikanzschranke übersteigt.

In der Tabelle 36 sind die unabhängigen Variablen aufgeführt, die bei einem Signifikanzniveau von 95% zur Verbesserung der Korrelationskoeffizienten und zur Erklärung der Varianz der Zielgröße beitragen.

Während mit dem Korrelationskoeffizienten r ein Maß für die Straffheit der Beziehung gegeben ist, wird durch das Bestimmtheitsmaß r^2 der Anteil der Gesamtvarianz von ΔW ausgewiesen, der durch die Einbeziehung mehrerer Einflußgrößen durch lineare Regression erklärt wird.

Aus der Gegenüberstellung von r und r^2 aus dem einfachen und dem multiplen linearen Regressionsansatz sind der Tabelle 36 (Spalten 14 und 15) die Beträge für die Verbesserung der Bestimmtheitsmaße und der Korrelationskoeffizienten zu entnehmen.

Tab. 36: Verbesserung der Korrelationskoeffizienten r und der Bestimmtheitsmaße r^2 der multiplen linearen Regression gegenüber der einfachen linearen Regression.

Zeit	$\Delta W = f(N, VS, T, N 1, VS 1, T 1, N 2, VS 2, T 2)$										$\Delta W = f(N)$		Δr^2 (10–12)	Δr (11–13)		
	r^2										r^2	r				
	N	VS	T	N 1	VS 1	T 1	N 2	VS 2	T 2	r^2					r	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		
November	0,839					0,076					0,915	0,957	0,839	0,916	0,076	0,041
Dezember	0,885										0,885	0,941	0,885	0,941	0,0	0,0
Januar	0,725	0,046		0,170							0,941	0,970	0,725	0,851	0,216	0,119
Februar	0,675	0,092					0,166				0,933	0,966	0,675	0,822	0,258	0,144
März	0,732	0,133									0,865	0,930	0,732	0,856	0,133	0,074
April	0,892										0,892	0,945	0,892	0,945	0,0	0,0
Mai	0,628			0,183							0,811	0,901	0,628	0,793	0,183	0,108
Juni	0,712										0,712	0,844	0,712	0,844	0,0	0,0
Juli	0,738				0,103						0,841	0,917	0,738	0,859	0,103	0,058
August	0,791										0,791	0,890	0,791	0,890	0,0	0,0
September	0,829										0,829	0,910	0,829	0,910	0,0	0,0
Oktober	0,921										0,921	0,960	0,921	0,960	0,0	0,0
Sommer	0,496		0,343								0,839	0,916	0,496	0,704	0,343	0,212
Winter	0,768	0,019		0,036			0,020				0,843	0,918	0,768	0,876	0,075	0,043
Jahr	0,340	0,459		0,077							0,876	0,936	0,340	0,583	0,536	0,353

5.3.2. Zusammenfassung

Der größte Teil der Gesamtvarianz – durchschnittlich etwa 70–80% – der monatlichen Wasserstandsänderung (ΔW) wird durch die Einflußgröße Niederschlag (N) erklärt, d.h. durch den einfachen linearen Regressionsansatz $\Delta W = f(N)$ (vgl. Tab. 36). In den Monaten Januar, Februar, März, Mai und Juli wird durch die Einbeziehung weiterer Variablen das Bestimmtheitsmaß deutlich erhöht. Für die Monate Januar und Februar lassen sich zusätzlich 22 bzw. 26% der Gesamtvarianz von ΔW erklären. Außer der Größe N sind von signifikanter Bedeutung für eine Verbesserung der Regression die Größen VS, N1, VS1, T1 und N2. Sie treten in den einzelnen Monaten unterschiedlich kombiniert in Erscheinung.

Für die Zeitreihe der Monatswerte des Zeitraumes 1966–1976 wird die Wasserstandsänderung ΔW durch N nur zu 34%, durch VS dagegen zusätzlich um 46% erklärt. Der Einfluß des Niederschlags des Vormonats ist mit 8% recht gering. Die Wasserstandsänderung der Sommer-Monate wird zu 50% durch N und zu 34% durch T erklärt. Die Tatsache, daß T und nicht VS eine wesentliche Minderung der Reststreuung bewirkt, bestätigt, daß die Temperatur nicht allein über die Verdunstung der freien Wasserfläche auf die Wasserstandsänderung einen Einfluß ausübt, sondern ebenfalls über den komplexen Prozeß der Gesamt-Gebietsverdunstung, die insbesondere das Zu- und Abfluß-Verhältnis reguliert.

In den Wintermonaten wird das hohe Bestimmtheitsmaß durch drei Variablen nur unwesentlich um zusammen 7,5% erhöht. Durch die Aufnahme dieser drei Variablen in die multiple Regression werden zwar ihre signifikanten Einflüsse ausgewiesen, es zeigt sich aber im Gegensatz zum Sommer, daß im Winter über 75% der Gesamtvarianz bereits durch N erklärt wird.

Der Vergleich zwischen der einfachen und der multiplen Regression ergibt, daß bei der Analyse der einzelnen Monate beim multiplen Regressionsansatz die Einbeziehung der Werte zweier zurückliegender Monate sinnvoll ist, daß aber letztlich die Verminderung der Reststreuung nur in wenigen Fällen bedeutsam ist. Der einfache lineare Regressionsansatz erbringt bereits die meiste Information.

5.4. Verfahren der Zeitreihenanalyse

Die Wasserstandsänderungen des Blunker Sees sind das summarische Ergebnis aller an den Transformationsprozessen innerhalb des Niederschlagsgebietes beteiligten hydrologischen und physiographischen Faktoren. In der Wasserstandsganglinie (Abb. 26) zeigt sich besonders deutlich der Haupteinfluß des Niederschlags, der durch die Korrelations- und Regressionsanalyse quantifiziert werden konnte.

Darüber hinaus birgt der zeitliche Ablauf der beteiligten Prozesse und deren Verknüpfungen über die wasserhaushaltlichen Verhältnisse in einem Gebiet weitere Informationen, die mit Verfahren der Zeitreihenanalyse zugänglich gemacht werden können.

5.4.1. Methoden und Theorie der Zeitreihenanalyse

Da in diesem Teil der Untersuchung die Anwendung der Zeitreihenanalyse auf hydrologische Fragestellungen ansteht, muß auf Theorie und Methoden zwar eingegangen werden, aber nur so weit, als unabdingbar zur Beurteilung der Ergebnisse und Interpretationen erforderlich ist. Ansonsten muß auf die einschlägige Literatur verwiesen werden, so u.a. auf BENDAT & PIERSOL (1971), GRANGER & HATANAKA (1964), GRÖHN (1970), HEILER (1971), KISIEL (1969), LEINER (1978), NAEVE (1969), NULLAU (1968), PLATE (1972), YEVJEVICH (1972).

Zeitreihen sind eine Folge von Beobachtungsdaten, die entsprechend ihrer zeitlichen Entstehung angeordnet sind. Hydrologische und meteorologische Zeitreihen bestehen in der Regel aus äquidistanten, diskreten Einzelwerten, z.B. Tages-, Monats- und Jahreswerte. Hier handelt es sich um Wochen- und Monatswerte für Niederschlag (N), Wasserstandsänderung (ΔW) und Monatsmittelwerte des Wasserstands (MW). Hydrologische Zeitreihen dieser Art entsprechen eindimensionalen stochastischen oder kombinierten deterministischen und stochastischen Prozessen.

Es sind stationäre und nicht-stationäre Zeitreihen zu unterscheiden. Wenn sich Eigenschaften von Zeitreihen in der Zeit nicht verändern, werden sie stationär genannt. Erwartete oder vorhandene Meßwerte weichen nicht signifikant vom Mittelwert der Gesamtheit ab (Stationarität 1. Ordnung). Wird diese Bedingung auch für Momente höherer Ordnung, z.B. Varianz und Schiefe erfüllt, ist die Stationarität auch 2. und 3. Ordnung gewährleistet.

Als nicht-stationär sind Zeitreihen dann zu bezeichnen, wenn sich Beobachtungswerte infolge von Sprüngen, Inkonsistenzen, Trends oder periodischen Schwankungen plötzlich oder allmählich gegenüber zu erwartenden Werten ändern.

Hydrologische Zeitreihen bestehen meist aus den folgenden drei Bewegungskomponenten (PLATE 1972):

1. aus einer langfristigen Entwicklungskomponente, dem *Trend*, der in gewissem Sinne die säkulare Veränderungs-tendenz zum Ausdruck bringt,
2. aus einer kurzfristigen *periodischen* Bewegungskomponente, die die jahreszeitlichen Schwankungen enthält,
3. aus einer Restkomponente, die die *Zufallsanteile* beinhaltet.

Hydrologische Zeitreihen sind daher in der Regel nicht-stationär. Eine Zerlegung der Zeitreihe in ihre Bewegungskomponenten gibt Aufschluß über deren jeweiligen Anteil an der Zusammensetzung der Zeitreihen.

Die Theorie der Spektralanalyse verlangt stationäre Zeitreihen. Die Instationarität ist Ausdruck einer langfristigen Entwicklungstendenz der betrachteten Zeitreihe und wird allgemein als Regression und in Ver-

bindung mit der Zeit als Trend bezeichnet. Nach verschiedenen Autoren (u.a. PLATE 1972, PRELLER 1978) muß der Trend unbedingt entfernt werden, da sonst die Schätzung des Dichte-Spektrums verfälscht wird. Allerdings gibt GRÖHN (1970) zu bedenken, daß Trend und niederfrequente Zyklen oder Perioden schon wegen der oft nicht hinreichend langen Datenreihen nicht eindeutig voneinander zu unterscheiden sind, so daß die empirische Trendausschaltung aus grundsätzlichen Erwägungen heraus problematisch bleibt.

Trotz dieser prinzipiellen Einwände wird hier der Trend auch dann, wenn er sich auf dem gewählten Niveau als nicht signifikant erweist, entfernt, um die verbleibenden Komponenten (Periode und Zufallsanteil) auf gleicher Grundlage betrachten und vergleichen können. Die Trendberechnung erfolgt in der Regel mit der Methode der kleinsten Quadrate durch lineare Regressionsfunktionen oder – falls erforderlich – auch durch Exponentialfunktionen.

Hydrologische Zeitreihen sind in der Regel so komplex strukturiert, daß sie durch deterministische Ansätze nur unvollkommen gekennzeichnet werden können. Die auf der Grundlage der Theorie der stochastischen Prozesse (YEVJEVICH 1972, BENDAT & PIERSOL 1971) entwickelten Verfahren der Zeitreihenanalyse führen zu besseren Ergebnissen. Stochastische Modellansätze beruhen auf der Annahme, daß in einer Zeitreihe die aufeinanderfolgenden Werte stark voneinander abhängig sind und einen Zufallsanteil beinhalten. Hydrologische Zeitreihen haben in der Regel eine jahresperiodische Komponente, die verursacht wird durch die übergeordnete astronomische Periode, die sich in den Jahreszeiten manifestiert. Die Umgebung hydrologischer Prozesse kann Modifikationen dieser übergeordneten Perioden bewirken.

Die Untersuchung dieser durch die physiographischen Verhältnisse und Ausstattung der Einzugsgebiete gesteuerten Modifikationen sind auf der Grundlage möglichst vieler Vergleichsobjekte und detaillierter Einzelanalysen (Blunker See) ein wesentliches Anliegen dieser Arbeit.

Zwei Verfahren – die Autokorrelations- und Spektralanalyse – führen zur Aufhellung der Struktur von hydrologischen Zeitreihen. Die mehr oder weniger zyklische Struktur eines stochastischen Prozesses beschreibt die Autokorrelationsfunktion – und als dessen Graphen des Korrelogramm – im Zeitbereich, die Spektral-Dichtefunktion – und als dessen Graphen das Varianz- bzw. Dichte-Spektrum oder Periodogramm – im Frequenzbereich.

Dabei zeigt das Korrelogramm besser die zeitabhängigen Aspekte, das Varianz-Spektrum dagegen eignet sich besser, strukturelle Aspekte wie Identifikation periodischer Komponenten aufzudecken. Das gilt nicht nur für streng periodische Zeitfunktionen, sondern insbesondere für die ihrer Natur nach gerade regellosen stochastischen Bewegungsabläufe von Variablen wie etwa Nieder-

schläge. Sie sind im Zeitbereich anschaulich nur schwer zu beurteilen, da sie sich durch lediglich mehr oder weniger systematisch wiederkehrender Zu- und Abnahmen in der Niveaulage der Bewegung auszeichnen.

5.4.2. Autokorrelationsanalyse

Mit Hilfe der Autokorrelationsanalyse sind zweierlei Informationen über eine Zeitreihe zu gewinnen:

1. über die *Persistenz* oder Erhaltungsneigung, d. h. darüber, wie eng ein bestimmter Wert einer Zeitreihe von einem oder mehreren davorliegenden Werten abhängig ist. Es ist also die Bestimmung der linearen Abhängigkeit zwischen den folgenden Werten einer Reihe möglich;
2. über eine der Zeitreihe innewohnenden *Periodizität*.

Bei der Autokorrelationsanalyse wird jeder Wert der Zeitreihe mit dem um $k = 0, 1, 2, \dots, m$ Einheiten zurückliegenden Wert korreliert und der Korrelationskoeffizient r_k berechnet, der ein Maß für die Abhängigkeit zwischen den betrachteten und den um k Einheiten davorliegenden Werten ist.

Die Darstellung der Autokorrelationskoeffizienten r_k in Abhängigkeit von den Verschiebungen (Lags), das Korrelogramm, weist wesentliche Charakteristika stochastischer Prozesse, nämlich Persistenz und Perioden, aus. Die Folge der r_k reicht aus, um Rückschlüsse auf alle wichtigen Eigenschaften der Prozesse zu ziehen.

Bei einem reinen Zufallsprozeß weist das Korrelogramm für $k > 0$ nur Null-Koeffizienten auf, während sich starke stochastische Bindungen zwischen den Elementen einer Zeitreihe in weiten periodischen Schwingungen äußert. Die Zeitabhängigkeit sinkt mit der Zunahme des Beobachtungsintervalls. Tageswerte sind beispielsweise stärker voneinander abhängig als Monatswerte. In stark autokorrelierten Prozessen ist die Periode größer in der Höhe und von geringerer Weite, was eine ausgeprägte und regelmäßige Periodizität andeutet, als in weniger autokorrelierten Prozessen. Im Korrelogramm ist allerdings nicht zu ermitteln, welche von gegebenenfalls mehreren ausgewiesenen Perioden die wichtigere ist. Das ist erst mit Hilfe der Spektralanalyse im Frequenzbereich im Varianz-Dichte-Spektrum möglich.

Durch die Verschiebung der Reihen gegeneinander um den Wert k wird die Anzahl der korrelierten Wertpaare bei zunehmendem Lag kleiner. Dadurch verändern sich Freiheitsgrad und Signifikanzschranken. Aus dieser Tatsache leitet sich eine obere Grenze der Lag-Anzahl ab: k muß deutlich kleiner sein als $n =$ Anzahl der Zeitreihenwerte. Der maximale Lag sollte nach verschiedenen Autoren die Größe von $n/5$ bis $n/10$ haben, jedoch auf keinen Fall größer als $n/3$ sein. Bei den vorhandenen Zeitreihen mit Längen von $n = 120$ bis $n = 264$ ist in der Regel ein Lag von $n/3$ bis $n/10$ bei hinreichenden Interpretationsmöglichkeiten realisierbar. Zur Prüfung der Signifikanz der r_k wird der Test nach ANDERSON (CHOW 1964: 8/83) angewandt. Danach kann eine Zeitreihe als rein zufällig gelten, wenn r_k für $k \geq 1$ nicht signifikant ist, d. h. außerhalb der Konfidenzgrenzen bei einem Signifikanzniveau von 95% liegt.

Die Erhaltungsneigung verändert sich nach OLBERG (1971/72) durch übergreifende Mittelbildung und nimmt mit größer werdendem Mittelungsintervall zu. Die Reihen der Monatsmittelwerte (MW) zeigen daher ein anderes Verhalten insbesondere bezüglich der Persistenz als die Reihen der monatlichen Wasserstandsänderung (ΔW). Das Korrelogramm der Monatsmittelwerte bietet damit eine zusätzliche Information über die Eigenschaften der Zeitreihe.

5.4.3. Spektralanalyse

Die spektralanalytische Methode dient universell der Untersuchung zyklischer Phänomene, die regelmäßige oder stochastische Schwankungen oder eine Kombination derselben aufweisen (LEINER 1978). Bei der Spektralanalyse von Zeitreihen wird eine Auffächerung des Prozesses in ein Spektrum angestrebt, das die Frequenzen der einzelnen Bewegungsvorgänge verzeichnet und sie nach ihrer relativen Bedeutung für die Gesamtvariabilität der Reihe bewertet (BIHN 1967). Es wird somit möglich, sich überlagernde Schwingungen, die insgesamt das Ganglinienbild ergeben, voneinander zu trennen. Mit Hilfe der Spektralanalyse werden regelmäßige und ungleichmäßige Zyklen in besserer Anlehnung an die Realität beschrieben.

Durch die spektrale Verteilungsfunktion bzw. die spektrale Dichte wird die Gesamtvarianz, die Gesamtenergie des Prozesses, auf die verschiedenen Frequenzen, d.h. auf Oszillationen verschiedener Periodenlängen aufgeteilt.

Die spektrale Dichtefunktion eines nicht autokorrelierten Zufallsprozesses ist konstant (flach). Keine Frequenz hat ein größeres Gewicht als eine andere. Das Spektrum eines solchen Prozesses wird wegen der Ähnlichkeit mit dem optischen Spektrum des weißen Lichtes in der Literatur auch als „white noise-Spektrum“ bezeichnet.

Trends werden im Spektrum als Zyklen mit extrem langer Wellenlänge – in einer endlichen Zeitreihe allerdings nur unvollständig – und daher auch mit extrem niedrigen Frequenzen um Null herum ausgewiesen. Da die auf Null folgenden Frequenzen durch die in der Spektralanalyse verwendeten Filter-, Gewichtung- oder Glättungsfunktionen in gewissem Umfang durch dessen hohen Wert beeinflusst werden, ist eine Interpretation in der Regel unsinnig (vgl. BÜTOW 1976), so daß sich aus diesem Grund eine Trendeliminierung unbedingt empfiehlt. Nach Trendbereinigung werden die Null-Frequenz und die folgenden niederen Frequenzen im Spektrum zu relativer Unbedeutsamkeit reduziert.

Die Vertrauensgrenzen der ermittelten Spektral-Dichtewerte lassen sich nach einem Verfahren von BLACKMAN & TUKEY (1958) schätzen (TAUBENHEIM 1969: 293; KORTÜM 1974). Hierzu wird die Chiquadrat-Verteilung benutzt, mit der die Varianzverteilung von Stichproben mit gleicher Normalverteilung untersucht wird. Voraussetzung zur Anwendung dieses Verfahrens ist die zumindest näherungsweise Normalverteilung der betrachteten Zeitreihen. Diese Bedingung ist für die hier betrachteten Zeitreihen in der Regel erfüllt.

5.4.4. Kreuzkorrelations- und Kreuzspektralanalyse

Die lineare Beziehung zwischen stationären bzw. schwach stationären stochastischen Prozessen wie hier zwischen den Zeitreihen für Niederschlag N und Wasserstandsänderung ΔW bzw. Mittelwasserstand MW können im Zeitbereich durch die Kreuzkorrelations- und im Frequenzbereich durch die Kreuzspektralanalyse untersucht werden.

Die Güte der linearen Beziehung zwischen beiden Zeitreihen kann durch den Kreuzkorrelationskoeffizienten bzw. die Kohärenz gemessen werden.

Übersteigen die Kreuzkorrelationskoeffizienten $r_{xy}(k)$ die gewählten Signifikanzgrenzen (in der Regel als obere Signifikanzgrenze das 95%-Niveau), besteht eine entsprechend gesicherte Abhängigkeit zwischen den im Signifikanzbereich liegenden vorausgegangenen (Monats-)Werten und dem betrachteten Wert. Nach YEVJEVICH (1972: 62–64) und DAVIS (1973: 243) entspricht der Signifikanztest der Kreuzkorrelationskoeffizienten dem des gewöhnlichen Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten der Korrelation zweier Variablen.

Mit Hilfe der Kreuzkorrelation lassen sich im Kreuzkorrelogramm unter der Annahme einer linearen Beziehung Zeitverschiebungen zwischen zwei Zeitreihen, die etwa den Input bzw. den Output eines Systems darstellen, unmittelbar ablesen. Wenn der Output im System zeitlich versetzt zum Input erfolgt, wird die Kreuzkorrelationsfunktion einen hohen Korrelationskoeffizienten um die Zeitverschiebung (Lag) erzeugen, die der Zeit entspricht, die das „Signal“ zum Durchgang durch das System benötigt.

Nach BENDAT & PIERSOL (1971: 31) allerdings versagt die Auffindung einer solchen Zeitverschiebung immer dann, wenn die Durchgangsgeschwindigkeit durch das System frequenzempfindlich ist. Dann hilft jedoch die Kreuzspektralanalyse, die getrennt für jede Frequenz die Phasenverschiebung berechnet. Damit wird der Tatsache Rechnung getragen, daß zwei Reihen kurzfristig eine ganz andere Beziehung als langfristig aufweisen.

In Analogie zum Korrelationskoeffizienten bei der Kreuzkorrelationsanalyse ist die *Kohärenz* bei der Kreuzspektralanalyse als ein Gütemaß für den linearen Zusammenhang zwischen den Komponenten der Frequenzen zweier Prozesse zu nehmen. Sind die Kohärenzen gering, dann können die Phasen für diese Frequenzen nur unter Vorbehalt als zuverlässig angesehen werden. Sind die in Beziehung gesetzten beiden Zeitreihen gleicher oder ähnlicher Natur, sind für die Kohärenz für alle Frequenzen Werte in der Nähe von 1,0 und für die Phase Werte um 0 zu erwarten.

Signifikanztests für die (quadratische) Kohärenz und Konfidenzbänder für die Phasenwinkel werden von GRANGER & HATANAKA (1964) und BENDAT & PIERSOL (1971) genannt. Daraus geht hervor, daß bei niedrigen Kohärenzen mit breiten Konfidenzbändern für die Phasen gerechnet werden muß. Nach LEINER (1978: 123)

sind diese Tests jedoch noch nicht hinreichend entwickelt, so daß auf eine Anwendung vorerst verzichtet werden sollte.

In der vergleichenden Betrachtung der verschiedenen Seen und ihrer Einzugsgebiete werden Kohärenz und Phase daher nicht so sehr als absolute, sondern mehr als relative Größen zur Kennzeichnung der hydrologischen Situation verwendet.

5.4.5. Durchführung der Zeitreihenanalysen

Für die Zeitreihenanalyse wurden verschiedene bestehende Programme benutzt:

- Programm INDEX von D. ECKSTEIN, Reinbek, Inst. f. Holzbiologie
- Programm CROCOR von W. SCHWARZACHER, Belfast, Department of Geology,
- Programm PEGEL von C. SCHLEICH, Kiel, Inst. f. Wasserwirtschaft und Meliorationswesen,
- Programm 7301 – SPEKTRAL von J. KIELMANN, Kiel, Inst. f. Meereskunde,
- Programm SPEKTRAL in SPSS, Version 7, 1978.

Die Programm-Kombination INDEX und CROCOR ermöglicht Trendberechnung mit Hilfe von linearen Regressions- bzw. von Exponentialfunktionen mit anschließender Autokorrelationsanalyse. Das Programm PEGEL, das auf univariate Spektralanalyse beschränkt ist, erlaubt gegenüber den anderen hier verwendeten Spektral-Programmen neben der Trendberechnung vor allem die Ausschaltung einzelner Perioden und wurde daher für die Berechnung des Zufallsanteils verwendet. Die bivariaten Programme SPEC und SPEKTRAL (SPSS) stimmen weitgehend überein. Zwischen diesen beiden und dem Programm 7301 – SPEKTRAL ergeben sich aufgrund verschiedener Algorithmen sowohl in der Amplitudenhöhe als auch in der Höhe der Kohärenz z.T. erhebliche Unterschiede, in der Phasenberechnung jedoch weitgehende Übereinstimmung.

Die generelle Übereinstimmung in den mit den verschiedenen Programmen erzielten Ergebnisse ist eine solide Basis, von der aus die hydrologischen Interpretationen vorgenommen werden können.

Als Filter-, Gewichtung- bzw. Glättungsfunktion liegt den hier vorwiegend verwendeten Programmen (SPEC, PEGEL, SPEKTRAL-SPSS) die HANN-TUKEY-Funktion zugrunde. Die im SPSS-Programm vorhandenen Variationsmöglichkeiten der Filterfunktion wurden an mehreren Zeitreihen vergleichend geprüft mit dem Ergebnis, daß sich zwischen der HANN-TUKEY-Funktion, die nach LEINER (1978) zwar gewisse Nachteile aufweist, nichtsdestoweniger aber sehr häufig verwendet wird, und den anderen nur geringfügige Unterschiede ergeben und damit der Verwendung dieser Funktion nichts entgegensteht (vgl. auch PRELLER 1978).

Entsprechend der Autokorrelationsanalyse muß auch bei der Spektralanalyse der Lag-Abstand gewählt werden. Da durch den Lag die Anzahl der Frequenzen festgelegt wird, ist der Wahl des maximalen Lag-Abstandes besondere Aufmerksamkeit zu widmen. Nach verschiedenen Autoren (u.a. GRANGER & HATANAKA 1964; LEINER 1978) sollte der maximale Lag-Abstand zwischen $n/3$ und $n/10$ liegen. Ist die Lag-Zahl groß, werden die Frequenzbänder schmal und die geschätzte Varianz je Frequenzband relativ groß; werden die Bänder bei geringer Lag-Zahl breiter, so wird es schwieriger, die Varianzunterschiede benachbarter Frequenzen zu trennen.

Vereinfacht ausgedrückt ergibt sich daraus: je schmaler die Frequenzbänder werden, desto schärfer wird die Aussage und Ausweisung der einzelnen am Prozeß beteiligten Frequenzen, und je breiter die Frequenzbänder werden, desto besser wird die statistische Sicherheit. Zwischen diesen Möglichkeiten gilt es einen sinnvollen Kompromiß zu finden, der nach FISHMANN (1969) durch Probieren verschiedener Lag-Abstände erleichtert wird. Bei den zur Verfügung stehenden Zeitreihen ist je nach Länge mit Lag-Abständen von $n/4$ bis $n/10$ sowohl eine hinreichende Auflösung als auch eine hinreichende statistische Sicherheit gewährleistet.

5.5. Ergebnisse und Interpretationen der Zeitreihenanalyse für das Niederschlagsgebiet Blunker See

Die Zeitreihen der Monatswerte der Jahre 1966–1975 für Niederschlag N , Wasserstandsänderung ΔW und mittleren Wasserstand MW zeigen allesamt einen absteigenden Trend (vgl. Abb. 26), der jeweils auf dem 95%-Signifikanzniveau gesichert ist. Aus den linearen Regressionsgleichungen ergibt sich für die drei Größen: Für den mittleren Wasserstand wird ein Absinken von insgesamt 154 cm durch die Regression ausgewiesen. Der durchschnittliche Monatsniederschlag sinkt von 77 mm um 27 mm auf 50 mm ab. Die Abnahme der monatlichen Wasserstandsänderung ist mit 51 mm fast doppelt so hoch. Diese Tatsache stützt die Annahme, daß bei Unterschreitung eines durchschnittlichen Niederschlagsgrenzwertes die Verdunstung überdurchschnittlich wirksam wird und damit den Betrag der Wasserstandsänderung anhaltend negativ beeinflusst, da ein Zufluß über das Grundwasser ausbleibt oder nur gering ist.

In der Abb. 38 sind die Korrelogramme für die Wasserstandsänderung und den Niederschlag für den Zeitraum 1966–1975 dargestellt. Bei einem Lag-Abstand von $k = 36$ (Monaten) werden zwei Jahreszyklen erfaßt. Im Korrelogramm der Wasserstandsänderung sind die Korrelationskoeffizienten der Jahresperioden sehr hoch und mit 99,9% bzw. 99% Sicherheitswahrscheinlichkeit hochsignifikant. Die große Amplitude der Jahresperiode ist ein Hinweis auf die große Abhängigkeit der Wasser-

standsänderung von der stark saisonal wirksamen Verdunstung. Aus der ungleichen Lage der jahresperiodischen Gipfel bei $k = 12$ und $k = 26$ ergibt sich eine gewisse Unregelmäßigkeit im Jahresgang des Prozesses der Wasserstandsänderung. Für den Niederschlag zeigt sich eine nur auf dem 95%-Signifikanzniveau gesicherte Jahresperiode bei $k = 12$, die bei $k = 26$ nicht signifikant wiederholt wird, und damit – neben dem insgesamt diskontinuierlich erscheinenden Verlauf des Korrelogramms – die größere Unregelmäßigkeit des Niederschlagsprozesses zum Ausdruck bringt.

Die Erhaltungsneigung oder auch Persistenz beträgt für die Wasserstandsänderung bei signifikanten Korrelationskoeffizienten ($r_1 = 0,56$, $r_2 = 0,32$) zwei Monate, d. h., daß die Wasserstandsänderungen zweier vorangegangener Monate einen Einfluß auf den betrachteten haben. Ebenfalls eine Persistenz von fast zwei Monaten ergibt sich für Zeitreihen mit Wochenwerten. Daraus ist zu erkennen, daß mit Monatswerten bereits die wichtigsten Informationen über die untersuchten Prozesse zu erzielen sind. Für den Niederschlag ist eine nur schwach signifikante Persistenz von einem Monat festzustellen.

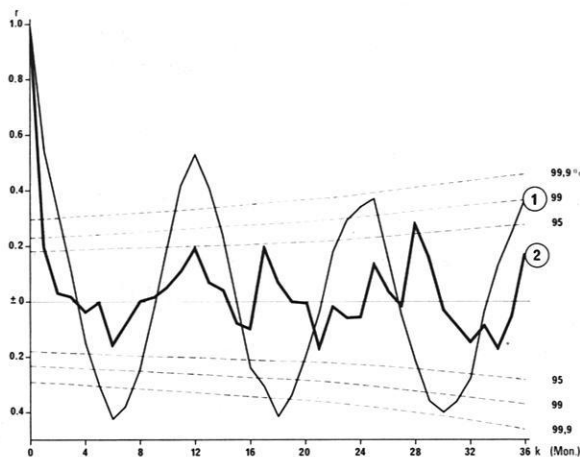


Abb. 38: Korrelogramme der Wasserstandsänderung (1) und der Niederschläge (2) des Blunker Sees für den Zeitraum 1966–1976 mit Signifikanzniveaus der Autokorrelationskoeffizienten

Für die Beziehung zwischen Wasserstandsänderung und Niederschlag ergibt sich, daß die Hauptursache für die Zeitabhängigkeit des Wasserstandes nicht der Niederschlag sein kann, sondern der im Niederschlagsgebiet stattfindende Gebietsrückhalt.

In Ergänzung zur Analyse der Zeitreihen der Monatswerte für Niederschlag N und Wasserstandsänderung ΔW , die der Beziehung $\Delta W = f(N)$ zugrundeliegen, soll die Zeitreihe der Monatsmittel des Wasserstandes zur zusätzlichen Information ausgeschöpft werden.

Wie schon die Mittelwerte der hydrologischen Halbjahre und Jahre (vgl. Abb. 29), zeigt auch die Reihe der Monatsmittelwerte des Wasserstandes (vgl. Abb. 26) einen auf den 95%-Niveau signifikanten negativen linearen Trend. Das Korrelogramm (Abb. 39) der trendbehafteten Datenreihe weist mit hochsignifikanten Autokorrelationskoeffizienten eine mehr als 24 Monate umfassende Persistenz auf. Daraus ergibt sich eine sehr große Abhängigkeit des mittleren monatlichen Wasserstandes von weit vorher liegenden Wasserständen. Periodische Anteile sind durch insgesamt hohe Korrelationskoeffizienten ausgewiesen bei allerdings nur geringen Amplitudengrößen.

Im Vergleich zur trendbereinigten Reihe wird der Einfluß eines Trends oder einer niederfrequenten, d. h. mehrjährigen Periode – die hier nicht ganz bei Berücksichtigung des Niederschlagstrends auszuschließen ist – auf die Datenreihe besonders deutlich. Aus dem Korrelogramm der trendbereinigten Reihe ergibt sich eine Persistenz von immerhin noch – je nach gewähltem Signifikanzniveau – 5 bzw. 13 Monaten. Die Abhängigkeit von vorangegangenen Werten ist auch damit sehr hoch.

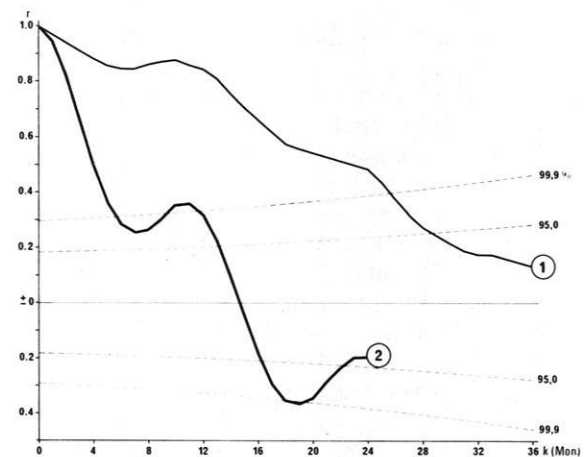


Abb. 39: Korrelogramme des trendbehafteten (1) und des trendbereinigten (2) Mittelwasserstandes des Blunker Sees für den Zeitraum 1966–1976 mit Signifikanzniveaus der Autokorrelationskoeffizienten

Aus der unterschiedlichen Lage der Jahresperioden sowie aus der unterschiedlichen Amplitudenhöhe leitet sich wie für die trendbehaftete Reihe eine geringe Stabilität des Prozesses ab. Aus dem Korrelogramm ist ersichtlich, daß selbst nach Trendeliminierung noch eine längere Periode oder ein nicht linearer Trend vorhanden sein muß, der möglicherweise über ein Polynom höherer Ordnung entfernt werden könnte.

Entsprechend zur Autokorrelation werden bei der Kreuzkorrelation die beiden Zeitreihen der Wasserstands-

änderung und des Niederschlags gegeneinander um eine bestimmte Anzahl Einheiten (= Monate) verschoben. Die graphische Darstellung der resultierenden Korrelationskoeffizienten $r_{xy(k)}$ ist das Kreuzkorrelogramm.

Für die Monatswerte (Abb. 40) wird der höchste und hochsignifikante $r_{xy(k)}$ -Wert bei $k = 0$ erreicht, d.h., daß bei keiner Verschiebung der Reihen gegeneinander die größte Übereinstimmung zwischen ihnen besteht.

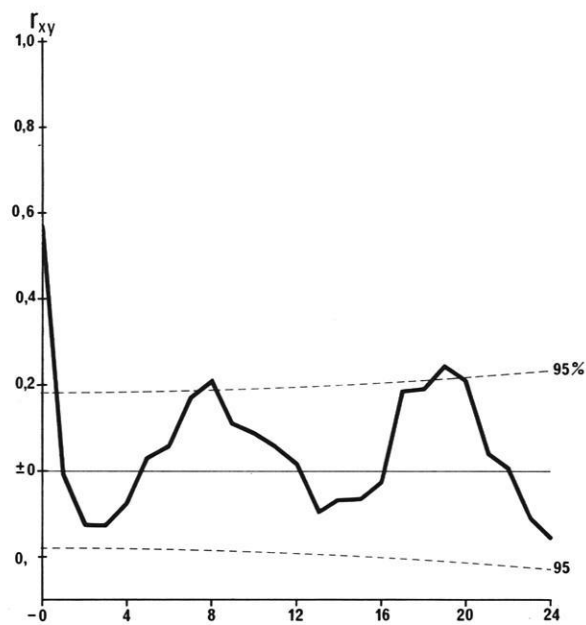


Abb. 40: Kreuzkorrelogramm der Beziehung Niederschlag zu Wasserstandsänderung des Blunker Sees für den Zeitraum 1966-1976 mit Signifikanzniveaus der Kreuzkorrelationskoeffizienten

Darüberhinaus kennzeichnen jedoch weitere signifikante r_{xy} bei $k = 8$ und $k = 19$ eine relativ stabile periodische Beziehung zwischen der Wasserstandsänderung und dem Niederschlag, aus der sich ein Nachhinken der Jahresperiode der Wasserstandsänderung gegenüber der des Niederschlags von vier Monaten ergibt. Das entspricht etwa der Differenz zwischen dem Niederschlagsmaximum im November/Dezember und dem Maximum des Wasserstandes des Sees im April.

Eine gesicherte Abhängigkeit besteht zwischen der Wasserstandsänderung und dem Niederschlag des Vormonats. Diese Feststellung stimmt mit den Ergebnissen der multiplen Regressions- und Korrelationsanalyse überein, in der der Niederschlag des vorangegangenen Monats zur signifikanten Verminderung der Reststreuung ausgewiesen wird.

Die Dichtespektren (Periodogramme) oder kurz Spektren der Zeitreihen für Wasserstandsänderung und Niederschlag für den Blunker See sind in Abb. 41 dargestellt. Neben der überragenden und hochsignifikanten Jahresperiode für ΔW treten andere Perioden überhaupt nicht in Erscheinung. Im Spektrum des Niederschlags für den gleichen Zeitraum stellen sich neben der signifikanten Jahresperioden noch weitere ein, die allerdings nicht signifikant sind. In der Summation der auf die einzelnen Frequenzen entfallenden Varianzanteile der normierten Spektral-Dichte wird der Gegensatz in der Bedeutung der einzelnen Frequenzen (Perioden) zwischen ΔW und N sehr deutlich (Abb. 42). Während bis zur Jahresperiode bereits 65% der Gesamtvarianz enthalten sind, sind es in der relativ stetig verlaufenden Summationskurve für N nur 38%. Die Jahresperiode selbst (zwölf Monate) enthält bei ΔW 21%, bei N nur 8% der Gesamtvarianz.

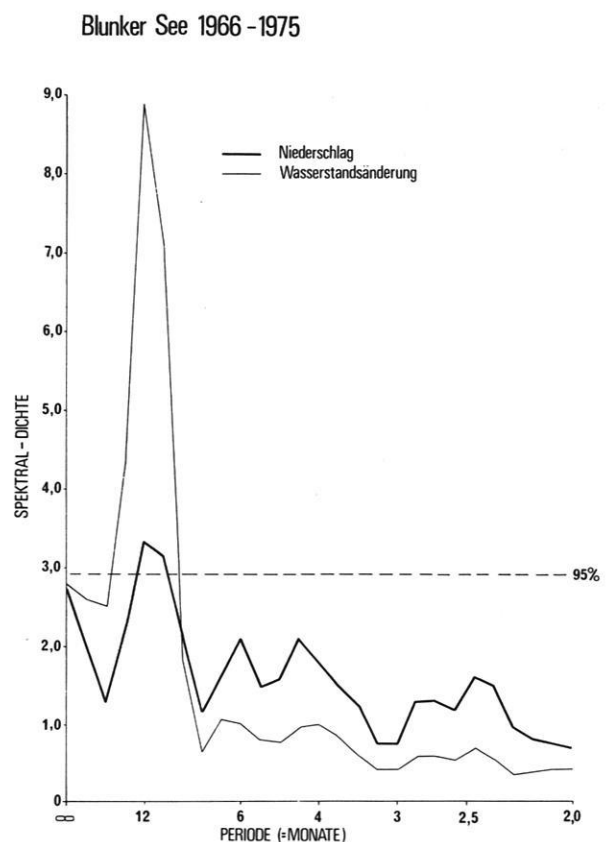


Abb. 41: Periodogramme der Wasserstandsänderungen des Blunker Sees und der entsprechenden Niederschläge für den Zeitraum 1966-1976.

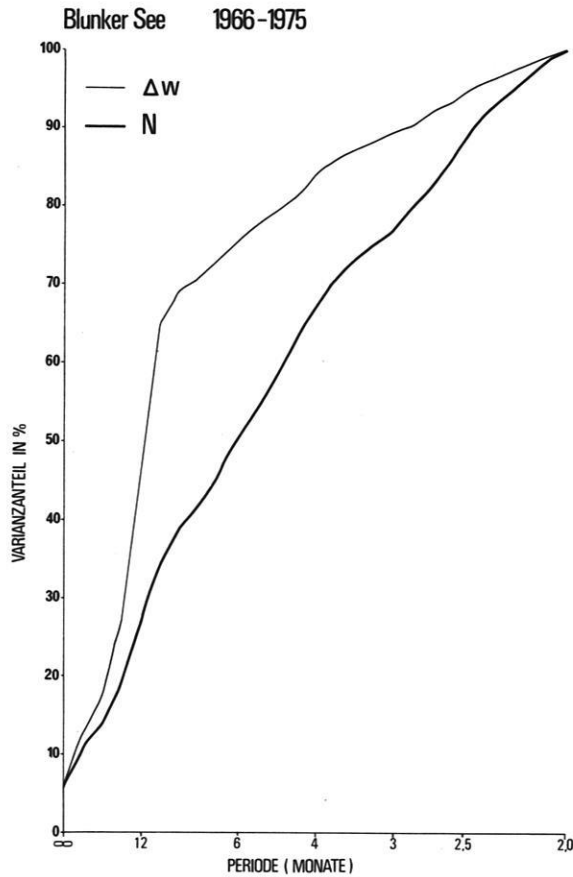


Abb. 42: Varianzsummenkurven von Wasserstandsänderung und Niederschlag des Blunker Sees für den Zeitraum 1966-1975

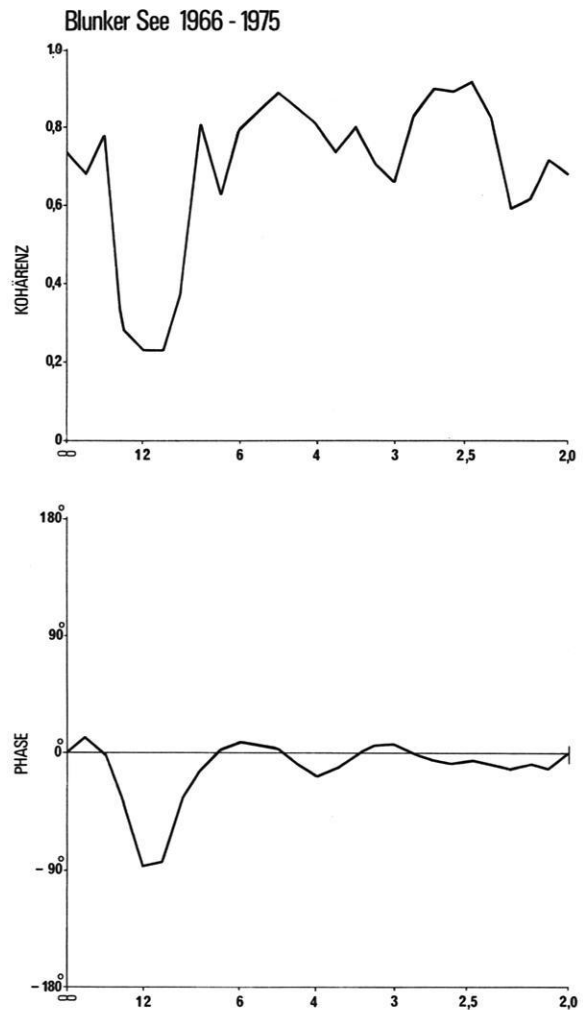


Abb. 43: Kohärenz – und Phasenspektrum der Beziehung Niederschlag zu Wasserstandsänderung des Blunker Sees 1966-1976

Die Beziehungen zwischen den beiden Zeitreihen ΔW und N werden durch die Kreuzspektren, das quadratische Kohärenz- und das Phasenspektrum dargestellt (Abb. 43), wobei ersteres eine Korrelation und letzteres eine Phasenverschiebung zwischen gleichen Perioden der beiden Prozesse angibt. Die Phase ist die Zeitdifferenz, die zwischen dem Eintreffen eines Inputs im System und der Reaktion (Output) des Systems verstreicht. Die Phase läßt sich in der Einheit der Perioden (Monate) ausdrücken. Für die einzig signifikante Periode beider Autospektren, der Jahresperiode, ergibt sich bei einer ausgesprochenen niedrigen Kohärenz von 0,23 eine Phasenverschiebung von ca. drei Monaten. Für die übrigen Frequenzen bzw. Perioden schwankt die Kohärenz zwischen 0,60 und 0,90, die Phase um 0. Die Zuverlässigkeit der Phasenschätzung ist im allgemeinen bei geringen Kohärenzen nicht sehr hoch.

Zwischen der Wasserstandsänderung ΔW und dem Niederschlag N besteht offensichtlich, wie auch die niedrige Kohärenz ausweist, kein sehr großer direkter Zusammenhang. Auch der Vergleich der Autospektren für ΔW und N (vgl. Abb. 41) bestätigt das. Die Verdunstung bestimmt in starkem Maße die Höhe der Wasserstandsänderung, wie auch mit der multiplen Regressionsanalyse (vgl. Kap. 5.3.2.) dargelegt werden konnte. Die hohe Konstanz im jahresperiodischen Ablauf der Wasserstandsänderungen kann nicht durch den vergleichsweise geringen jahresperiodischen Ablauf der Niederschläge erklärt werden, sondern durch die Beteiligung von Verdunstung und Gebietsrückhalt. Die durchschnittliche Phasenverschiebung zwischen ΔW und N ergibt sich daher für die Jahresperiode im wesentlichen aus dem Gebietsrückhalt (Retention im Boden und Grundwasser) der Niederschläge.

Tab. 37: Mittelwert, Standardabweichung und Variationskoeffizient der Niederschlagshöhe (Regenmesser Nr. 40 Blunker See) für die Monate, hydrologischen Halbjahre und das hydrologische Jahr für 1966–1976. Abweichungen des Niederschlagsmittels 1966–1976 in Prozent des 40jährigen Mittels (1931–1970) der Station Segeberg / Kl. Rönnau.

Niederschlag	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	Winter	Sommer	Jahr
Mittelwert (mm)	85	75	59	42	44	55	56	65	76	52	60	64	360	373	733
Standardabweichung	39	53	39	24	19	37	25	34	25	31	24	31	107	97	167
Variationskoeffizient	46	71	66	57	43	67	44	52	33	59	39	49	30	26	23
Abweichung des N in % des 40jährigen Mittels	129	117	97	79	102	102	100	103	87	61	86	97	106	87	95

Im Durchschnitt der Jahre 1966–1975 liegt das Wasserstandsmaximum des Blunker Sees im April (mit einer Standardabweichung von etwa einem Monat) und das Wasserstandsminimum im November mit ebenfalls einem Monat Standardabweichung. Das Niederschlagsmaximum liegt dagegen im November/Dezember, ein zweites Maximum im Juli/August und das Niederschlags-Minimum im Februar (vgl. Tab. 37). Im Autopspektrum für den Niederschlag wird die relativ unstete Lage der jährlichen Niederschlagsmaxima durch die der Jahresperiode nachgeordneten Perioden zwischen vier und sechs Monaten realisiert.

Werden die im Vorangegangenen dargelegten Analysen der Beziehung $\Delta W = f(N)$ zur Interpretation herangezogen, so erscheint der im Phasenspektrum ermittelte Schätzwert der Zeitdifferenz von drei Monaten trotz der geringen Kohärenz als recht realistisch. Für den gleichen Zeitraum 1966–1975 wurde die Zeitverschiebung zwischen den an der Station Blunk gemessenen Niederschlägen und den Grundwasserstandsänderungen einiger in der Nähe gelegenen Brunnen ermittelt. Zur Verfügung standen die Daten der Beobachtungsbrunnen Hamdorf 1–3, die etwa 4 km südwestlich von Blunk liegen und dem 3 km nördlich von Blunk gelegenen Brunnen Tensfeld.

Je nach Flurabstand (vgl. Tab. 38) ergeben sich gegenüber dem Niederschlag im Grundwasser Zeitverzögerungen von ein bis zwei Monaten. Zwischen der Wasserstandsänderung des Blunker Sees und der Grundwasserstandsänderung des Brunnens Tensfeld besteht eine Zeitverschiebung von ein bis zwei Monaten.

Dieser Betrag läßt sich zwar nicht unmittelbar auf die im Niederschlagsgebiet Blunker See bestehenden hydrologischen Verhältnisse wegen möglicherweise sehr verschiedener geologischer Verhältnisse übertragen, gibt aber Hinweise auf die mögliche zeitliche Beziehung dieser Größen. Die unmittelbare Beobachtung, die Analyse der Grundwasserganglinien, führt zu dem Ergebnis, daß im Durchschnitt des Gebietes, unter Berücksichtigung der verschiedenen Flurabstände des Grundwassers, eine Zeitverzögerung zwischen Niederschlag und Grundwasserstandsänderung von etwa zwei Monaten durchaus auch für das Niederschlagsgebiet Blunker See zutrifft.

Tab. 38: Kohärenz und Phase der Beziehung Niederschlag N zu Wasserstandsänderung ΔW bzw. Grundwasserstandsänderung ΔGW für das Niederschlagsgebiet Blunker See und seine weitere Umgebung für den Zeitraum 1966–1975.

	mittlerer GW-Stand u. Fl. (cm)	Schwankungs- bereich (cm)	für die Jahresperiode Kohärenz	Phase in Monaten
1966–1975				
N Blunk / ΔW Blunker See			0,22	3,1
N Blunk / ΔGW Hamdorf 2	30	0–70	0,23	1,0
N Blunk / ΔGW Hamdorf 1	100	26–140	0,30	1,5
N Blunk / ΔGW Hamdorf 3	200	90–260	0,25	2,1
N Blunk / ΔGW Tensfeld	330	280–385	0,27	2,0
ΔGW Tensfeld / ΔW Blunker See			0,67	1,5

Der im Untersuchungsgebiet befindliche Wirtschaftsbrunnen mit einer hinreichend langen Beobachtungsdauer ist zur unmittelbaren Prüfung wenig geeignet, da sein Grundwassergang influent geprägt ist und mit dem Wasserstand des Sees nahezu synchron verläuft, was sich in Kohärenzen um 1,0 und Phasen um 0 unabweisbar zeigt.

6. Die Beziehungen zwischen den Niederschlägen und Wasserstandsänderungen ausgewählter schleswig-holsteinischer Seen

Oberirdisch zu- und abflußlose Seen sind in den schleswig-holsteinischen Landschaften Ausnahmereischeinungen. Neben dem Blunker See sind als solche noch der Bültsee westlich von Eckernförde und der Garrensee östlich von Ratzeburg durch verschiedene Untersuchungen näher bekannt. Das Interesse an diesen Seen als Modellfälle der Natur richtete sich bisher in erster Linie auf die hydrobiologisch-limnologische (JÖNS 1934, OHLE 1959, THIENEMANN 1949) und weniger auf die quantitative hydrologische Systemerfassung. Für den Garrensee liegen von THIENEMANN (1949) für den Zeitraum 1931 bis 1944 vereinzelte Wasserstandsbeobachtungen vor, die erst 1969 vom Amt für Land- und Wasserwirtschaft Lübeck wieder aufgenommen wurden.

Die meisten schleswig-holsteinischen Seen haben oberirdische Zu- und Abflüsse und sind damit an übergeordnete Gewässernetze angeschlossen, entweder auf natürliche oder künstliche Weise (BRECKWOLDT 1914). Der Wasserhaushalt dieser Seen – und als deren sichtbare Erscheinungsform die Wasserstandsschwankungen – unterliegt in diesen „offenen hydrologischen Systemen“ ähnlichen systeminternen Prozeßabläufen wie in oberirdisch zu- und abflußlosen Seen.

In diesem Teil der Arbeit soll der Versuch unternommen werden, mit Hilfe der am „Modellfall“ des vergleichsweise „geschlossenen hydrologischen Systems“ Blunker See gewonnenen Einsichten und Ergebnisse für die verschiedenen realen und formalen (parametrisierten) Erscheinungsformen der übrigen „offenen hydrologischen Systeme“ Erklärungen zu finden.

Folgende Hypothesen werden zugrundegelegt:

1. Wie am Beispiel des Blunker Sees nachgewiesen, spiegeln sich auch für andere Seen und ihre zugehörigen Niederschlagsgebiete in den statistisch abgeleiteten Parametern der Beziehung $\Delta W = f(N)$ – als der vereinfachten Form eines Black-Box-Modells – räumliche und zeitliche reale Prozeßabläufe wider. Unterschiedliche parametrisierte und quantifizierbare Merkmale kennzeichnen jeweils gebietsspezifische Verhältnisse.
2. Die Übereinstimmung – einzelner oder mehrerer – bestimmter oder aller abgeleiteter Parameter der einzelnen See-Umland-Systeme erlaubt die Schlußfolgerung auf gleiche systeminterne Prozeßabläufe. Einschränkung gilt allerdings, daß gleiche Ursachen nicht gleiche Wirkungen nach sich ziehen müssen. Aus dem Vergleich mehrerer Systeme und unter Heranziehung verschiedener physiographischer Größen ist eine Rückführung der Wirkungen auf die tatsächlichen Ursachen und umgekehrt möglich.

6.1. Ausgangsdaten und Auswahlkriterien

6.1.1. Wasserstandsänderungen

Für insgesamt 28 Seen Schleswig-Holsteins liegen Wasserstandsmessungen vor, die in den Ämtern für Land- und Wasserwirtschaft des Landes Schleswig-Holstein sowie im Landesamt für Wasserhaushalt und Küsten Schleswig-Holstein tabelliert vorliegen. Es handelt sich in der Regel um Tagesablesungen an Lattenpegeln, aus denen die Monatswerte der Wasserstandsänderungen (ΔW) bzw. die monatlichen Mittelwasserstände (MW) ermittelt werden.

Für die Genauigkeit dieser Wasserstandsmessungen gelten grundsätzlich die gleichen Einschränkungen wie für die Lattenpegelmessungen im Blunker See (vgl. Kap. 3.7.). Für große Seen mit langem Windweg über freie Wasserflächen kann bei entsprechenden Windrichtungen und ungünstig aufgestellten Lattenpegeln ein Ungenauigkeitsbetrag von ≥ 20 mm entstehen. Eine Überprüfung und Fehlerberechnung wurde nicht durchgeführt, sondern die amtlicherseits vorhandenen Primärdaten zugrundegelegt.

Beobachtungsdauer und Beobachtungszeitraum sind für diese Seen – entsprechend der Frage- und Aufgabenstellung, in dessen Rahmen die Wasserstandsmessungen im Auftrage der Ämter durchgeführt werden – verschieden. In der Abb. 44 ist die Datenlage graphisch dargestellt.

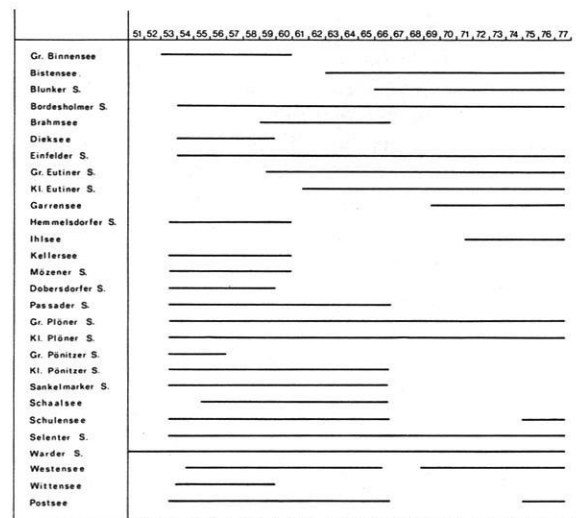


Abb. 44: Übersicht über Zeitraum und Dauer der Wasserstandsmessungen an Lattenpegeln mit Tagesablesungen an schleswig-holsteinischen Seen.

Die Auswahl der Seen, die einer genaueren Betrachtung unterzogen werden sollten, hatte sich sowohl an der Fragestellung dieser Untersuchung als auch an den Anforderungen, die durch den Einsatz der Verfahren der Zeitreihenanalyse vorgegeben sind, zu orientieren:

1. Es sollen möglichst viele zeitgleiche und gleichlange Beobachtungsreihen berücksichtigt werden, um regionalen Differenzierungen auf der Grundlage eines umfangreichen Vergleichs näherzukommen.
2. Die Beobachtungsreihen sollen möglichst lang sein, damit die seitens der angewendeten statistischen Verfahren implizierten Voraussetzungen erfüllt werden können und die Aussagen in ausreichenden Signifikanzschranken liegen.

Die Kombination beider Kriterien führt zu der in Tab. 39 aufgelisteten Auswahl von Seen und Festlegung der Beobachtungszeiträume, die vergleichend analysiert werden sollen.

Tab. 39: *Ausgewählte Beobachtungszeiträume und Seen Schleswig-Holsteins. Die vorangestellten Ziffern beziehen sich auf die Lagekarte der Seen, Abb. 1.*

Gruppe 1:	Zeitraum 1954–1975 mit 6 Seen
	1 Einfelder See
	2 Großer Plöner See
	3 Kleiner Plöner See
	4 Wardersee
	5 Selenter See
	6 Bordesholmer See
Gruppe 2:	Zeitraum 1955–1965 mit 12 Seen
	1 Einfelder See
	2 Großer Plöner See
	3 Kleiner Plöner See
	4 Wardersee
	5 Selenter See
	6 Bordesholmer See
	11 Westensee
	12 Schulensee
	13 Sankelmarker See
	14 Kleiner Pönitzer See
	15 Passader See
	16 Postsee
Gruppe 3:	Zeitraum 1966–1975 mit 10 Seen
	1 Einfelder See
	2 Großer Plöner See
	3 Kleiner Plöner See
	4 Wardersee
	5 Selenter See
	6 Bordesholmer See
	7 Großer Eutiner See
	8 Kleiner Eutiner See
	9 Bistensee
	10 Blunker See

Darüber hinaus werden noch weitere Seen – 17 Garrensee, 18 Ihlsee, 19 Wittensee und 20 Dobersdorfer See (vgl. Abb. 1) – für die nicht genügend lange Beobachtungsreihen vorhanden sind, für qualitative Vergleiche hinzugezogen.

Durch die Beschränkung auf Monatswerte wird das vorhandene Datenmaterial nicht vollständig genutzt und die Anzahl der Beobachtungselemente erheblich reduziert. Da jedoch die Ablesung der Wasserstände am Lattenpegel in cm erfolgt und in der Genauigkeit bei weitem nicht der der Niederschlagsmessung entspricht, erschien es sinnvoller, Zeitreihen mit Monatswerten zu verwenden, zumal die wesentlichen Zeitreihenkomponenten bei Monatswerten bereits in vollem Umfang in Erscheinung treten.

Die Reihe der monatlichen Mittelwerte der Wasserstände (MW) stellt gegenüber der Reihe der effektiven monatlichen Wasserstandsänderung (ΔW) eine geglättete Ganglinie dar, die – wie noch zu zeigen sein wird – sehr viel andere Eigenschaften aufweist als diese.

6.1.2. Niederschläge

Für den Niederschlag stehen die Monatswerte der Klimahauptstationen und Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes zur Verfügung. Sie konnten den Stationslisten des Wetteramtes Schleswig entnommen werden.

In Schleswig-Holstein zeigen sich in der regionalen Verteilung der jährlichen Niederschlagsmengen erhebliche Unterschiede (Abb. 45), die sowohl durch das Relief wie durch die Lage des Landes im Übergangsbereich zwischen maritimen und kontinentalem Klima bedingt sind (PRÜGEL 1953, SCHOTT 1956, WILHELM 1969).

Die hier behandelten Seen und ihre Niederschlagsgebiete liegen größtenteils in dem Bereich des östlichen Hügellandes, der im langjährigen Durchschnitt Jahresniederschläge von 700–800 mm erhält. Nur das Niederschlagsgebiet Sankelmarker See im Landesteil Schleswig liegt in einem Gebiet mit durchschnittlichen Jahresniederschlägen von mehr als 800 mm.

Für kleinere See-Niederschlagsgebiete wurde der gemessene Niederschlag der nächstgelegenen Niederschlagsstation als Gebietsniederschlag eingesetzt. Bei den größeren Gebieten der Plöner Seen und des Wardersee wurde der einfache Mittelwert aus den im Bereich dieser Gebiete gelegenen Niederschlagsstationen als Gebietsniederschlag errechnet.

Ermittlungen des Gebietsniederschlages für das Plöner Seengebiet für ausgewählte Monate nach den Methoden der Thiessenpolygone und der Planimetrierung der Isohyeten ergaben im Vergleich zum Mittelwertverfahren durchschnittlich 5–10% höhere bzw. geringere Werte. Die Variogrammanalyse (vgl. Kap. 3.2.), die trotz der wenigen Stützstellen (Niederschlagsstationen) durchgeführt wurde, erbrachte allerdings, daß die Aussagenweite der Meßstationen nicht ausreicht, um eine sinnvolle Interpolation, d. h. Anwendung der Thiessenpolygone und Isohyetenkarten zu erlauben.

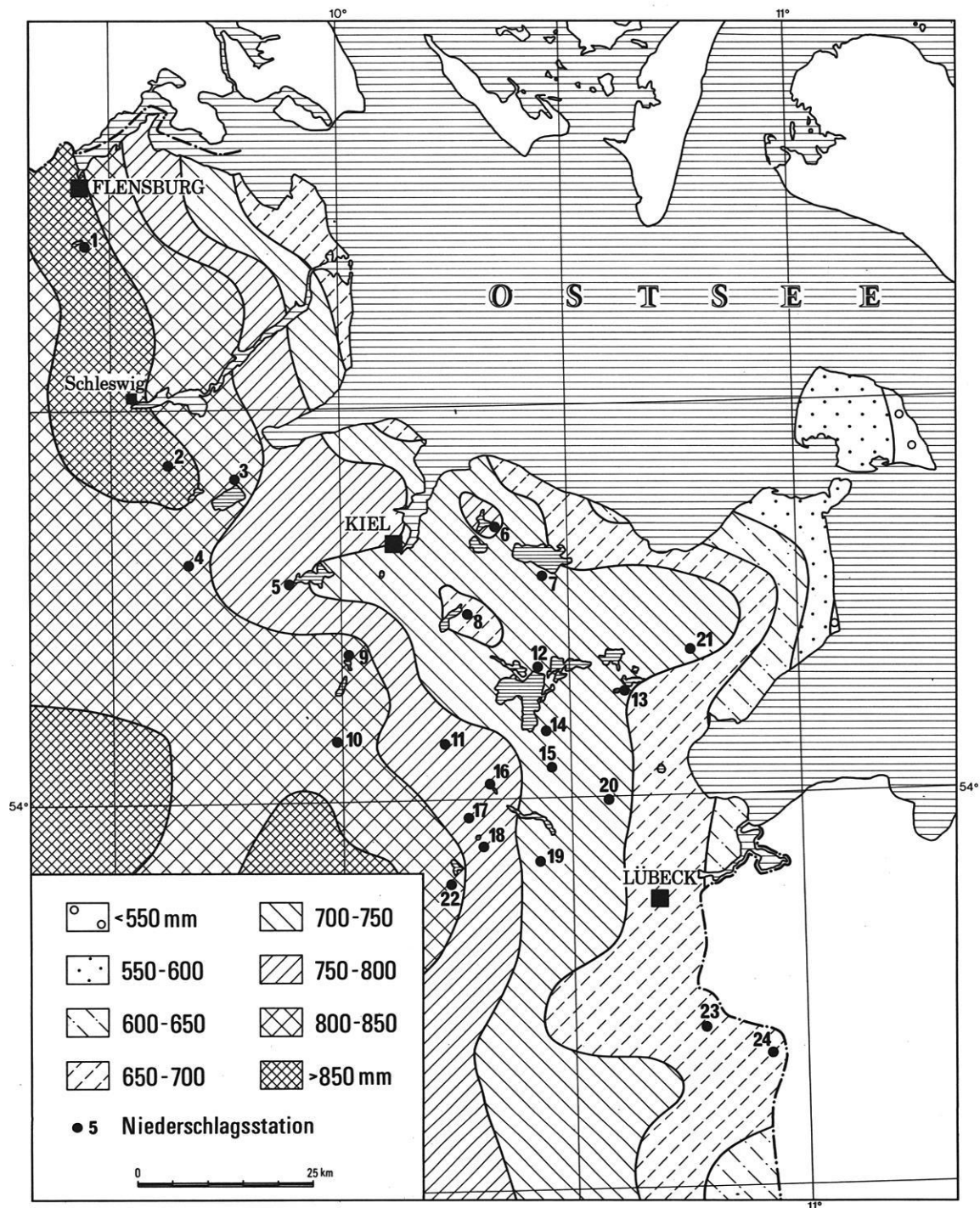


Abb. 45: Verteilung der durchschnittlichen Jahresniederschläge im östlichen Schleswig-Holstein im Zeitraum 1966–1975 und Lage der Niederschlagsstationen. – 1 Sankelmark, 2 Brekendorf, 3 Gr. Wittensee, 4 Rendsburg, 5 Westensee, 6 Fargau/Stoltenberg, 7 Lammershagen, 8 Sieversdorf/Preetz, 9 Bordesholm, 10 Neumünster, 11 Bornhöved, 12 Plön, 13 Eutin, 14 Hutzfeld, 15 Dorf Berlin, 16 Blunk, 17 Negernbötel, 18 Segeberg, 19 Söhren, 20 Ahrensböök, 21 Schönwalde, 22 Kükels, 23 Ratzeburg, 24 Kittlitz.

Um bei den großen Niederschlagsgebieten sich nicht wie bei den kleineren nur auf eine Niederschlagsstation stützen zu müssen und um die z.T. erheblichen Unterschiede, die zwischen den einzelnen Stationen für Monatswerte $\cong 60\%$ betragen können, zu berücksichtigen, wurde das Mittelwertverfahren zur Berechnung des Gebietsniederschlags verwendet. Die großen Unterschiede im Gebiet der Plöner Seen etwa sind besonders hoch im Sommer und lassen deutlich den Reliefeinfluß (vgl. OHLBRÜCK 1967) des differenziert strukturierten Gebietes erkennen.

Die Tabelle 40 gibt eine Übersicht über die Zuordnung der hier verwendeten Niederschlagsstationen (Abb. 45) zu den untersuchten See-Niederschlagsgebieten.

Den durch die Datenlage der Seewasserstandsmessungen vorgegebenen Zeiträumen entsprechen die Zeitreihen der Niederschläge. Nach ROCZNIK (1976) gehören die Jahre 1954–1970 noch in die etwa fünf Jahrzehnte andauernde Periode mit überdurchschnittlichen Niederschlägen für Deutschland, gemessen an der Beobachtungsreihe von 1851–1975. Demgegenüber vermittelt die Jahrespendade von 1971–1975 mit wesentlich geringeren durchschnittlichen Jahresniederschlägen einen markanten Abbruch dieser Periode, insbesondere deshalb, weil in der Jahrespendade 1966–1970 das Jahr 1966 das niederschlagreichste seit 1851 ist (ROCZNIK 1976).

Der Gang der Jahresniederschläge – gemittelt aus 13 ausgewählten Niederschlagsstationen des Untersuchungsraumes – für den Zeitraum 1954–1975 ist in

Abb. 46 dargestellt. Das Jahr 1966 erscheint dabei als Kulminations- und Wendepunkt. Verdeutlicht durch die jeweiligen Regressionsgeraden zeigen die Jahresniederschläge für 1955–1965 einen geringen Anstieg, dem jedoch ein vergleichsweise starkes Absinken bis 1975 folgt.

Tab. 40: Die See-Einzugsgebiete und ihre zugehörigen Niederschlagsstationen. Die Ziffern beziehen sich auf die Abb. 45.

See-Einzugsgebiete	Niederschlagsstationen
Einfelder See	Bordesholm 9, Neumünster 10
Gr. Plöner See	Plön See 12, Eutin 13, Hutzfeld 14,
Kl. Plöner See	Dorf Berlin 15, Schönwalde 21, Bornhöved 11
Wardersee	Söhren 19, Dorf Berlin 15, Ahrensböck 20, Segeberg 18, Negernbötel 17
Selenter See	Lammershagen 7, Fargau/Stoltenberg 6
Bordesholmer See	Bordesholm 9
Gr. Eutiner See	Eutin 13
Kl. Eutiner See	Eutin 13
Bistensee	Brekendorf 2, Gr. Wittensee 3
Blunker See	Blunk 16, Segeberg 18
Westensee	Westensee 5
Schulensee	Bordesholm 9, Kiel
Sankelmarker See	Sankelmark 1
Kl. Pönitzer See	Ahrensböck 20
Passader See	Fargau/Stoltenberg 6
Postsee	Sieversdorf/Preetz 8
Wittensee	Gr. Wittensee 3
Garrensee	Ratzeburg 23, Kittlitz 24
Ihlsee	Segeberg 18
Dobersdorfer See	Fargau/Stoltenberg 6

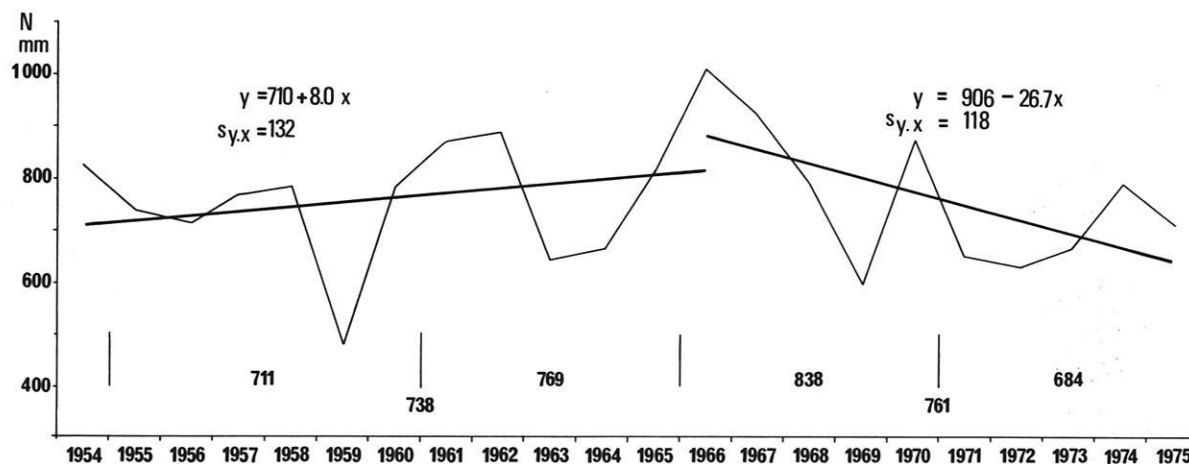


Abb.46: Gang der Jahresniederschläge – gemittelt aus 13 Niederschlagsstationen Ostholsteins – für den Zeitraum 1954–1975 und Trendgeraden für die Teilzeiträume 1955–1965 und 1966–1975. Für die Zeiträume 1955–1960., 1961–1965, 1955–1965, 1966–1970, 1971–1975 und 1966–1975 sind die Mittelwerte der Jahresniederschläge angegeben. Der Standardfehler der Schätzung $s_{y,x}$ ist für beide Trendgeraden etwa gleich groß.

Gegenüber der „Normalperiode 1931–1960“ mit 740 mm Jahresniederschlag unterscheiden sich die beiden Zeiträume 1955–1965 und 1966–1975 trotz unterschiedlicher Aufeinanderfolge der Jahresniederschlagsmengen mit 738 mm bzw. 761 mm nur relativ wenig.

Allerdings ist die durchschnittliche Verteilung der Niederschläge im Jahresgang sehr verschieden (Abb. 47). Bei den etwa gleichen Jahres-Niederschlagsmengen beider Perioden verändert sich aufgrund der Verlagerung des Niederschlagsmaximums der Anteil der Niederschläge, die auf die Halbjahre entfallen. Im Zeitraum 1955 bis 1965 fiel die Hauptmenge von ca. 60% des Jahresniederschlags im Sommerhalbjahr (Mai–Oktober). Im Zeitraum 1966–1975 sind die Niederschlagsmengen beider Halbjahre nahezu gleich (vgl. Tab. 41).

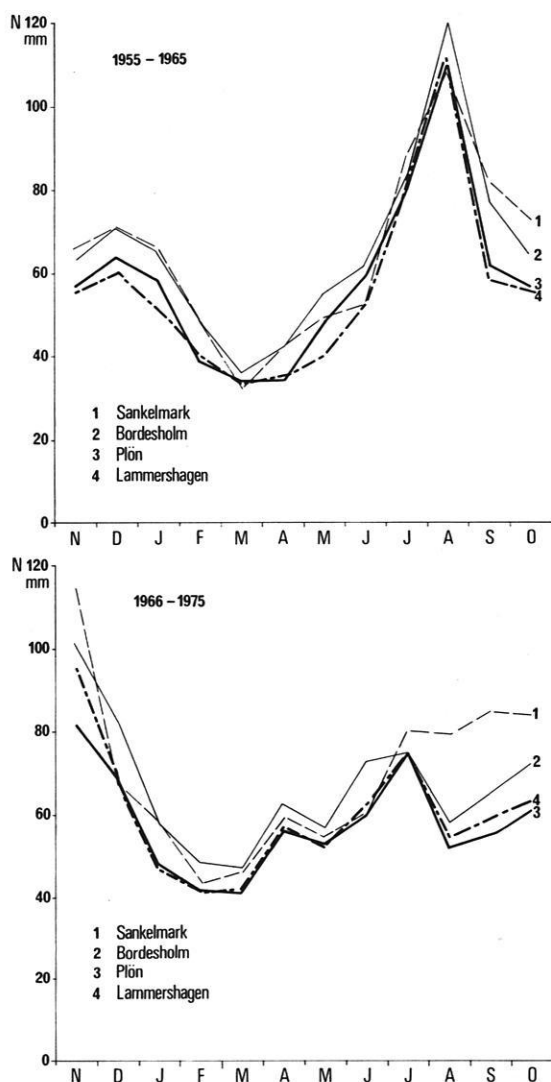


Abb. 47: Durchschnittliche Verteilung der monatlichen Niederschläge im Jahresgang für die Zeiträume 1955–1965 und 1966–1976 für ausgewählte Stationen Schleswig-Holsteins

Tab. 41: Mittelwerte der Halbjahres- und Jahressummen des Niederschlags der Normalperiode 1931–1960 und der Zeiträume 1955–1965 und 1966–1975 für ausgewählte Stationen in Schleswig-Holstein.

Station	1931–1960			1955–1965			1966–1975		
	Wi.	So.	Jh.	Wi.	So.	Jh.	Wi.	So.	Jh.
Ahrensböök	335	420	755	308	395	703	359	363	722
Bordesholm	311	434	745	325	461	786	400	400	800
Lammershagen	329	429	758	273	396	669	349	363	712
Plön See	315	420	735	286	414	700	338	360	698
Plön NG	–	–	–	297	409	706	363	368	731
Rendsburg	337	468	805	336	456	792	401	425	826
Sieversd./Preetz	291	409	700	279	414	693	326	361	687
Stoltenberg	278	393	671	299	403	702	372	393	765
Söhren	–	–	–	300	396	696	366	375	742
Brekendorf	–	–	–	363	477	840	387	448	835
Gr. Wittensee	331	456	787	336	475	811	412	401	813
Segeberg	332	427	759	310	420	730	375	388	763
Sankelmark	329	449	778	326	446	772	388	441	829
Mittelwert				310	428	738	372	391	763
Blunk							365	390	755

Für den Wasserhaushalt der Seen und ihrer Niederschlagsgebiete ist die absolute Jahresniederschlagsmenge von großer Bedeutung. Am Beispiel des Blunker Sees konnte das durch die detaillierten Wasserhaushaltsbilanzen der Jahre 1974–1976 deutlich gemacht werden. Darüber hinaus ist es jedoch nicht unerheblich, wann dieser Niederschlag fällt. Hohe Winterniederschläge bewirken einen starken Grundwasser- und Seespiegelanstieg und haben einen hohen Nettoabfluß zur Folge. Hohe Sommerniederschläge kompensieren einen großen Teil der sommerlichen Verdunstung und verhindern ein starkes Absinken der See- und Grundwasserstände. Jahre mit relativ hohen Winter- und zugleich geringen Sommerniederschlägen ziehen in der Wasserhaushaltsbilanz eines Gebietes in der Regel ein Defizit nach sich. Denn bei geringen Sommerniederschlägen wird einmal die Verdunstung nicht ausreichend kompensiert, zum anderen wird die Verdunstung selbst als Folge gleichzeitig geringerer Bewölkung und höherer Einstrahlung überdurchschnittlich erhöht.

In der Abb. 48 ist der mittlere Jahresgang der Niederschläge für den Gesamtzeitraum 1954–1975 für einige Stationen dargestellt. Er entspricht bis auf die höheren Novemberwerte weitgehend dem der „Normalperiode 1931–1960“. Zum unmittelbaren Vergleich sind am Beispiel der Station Plön die Verteilung der Niederschläge der verschiedenen Zeiträume in Abb. 49 zusammengefaßt.

Regionale Differenzierungen zeigen sich nicht nur bei den mittleren Jahresniederschlägen, sondern selbst im Jahresgang, und zwar sowohl in den einzelnen Jahren als auch im Mittel bestimmter Zeiträume. Besonders deutlich wird im Zeitraum 1966–1975 dieser Unterschied im Vergleich der Station Sankelmark – stellver-

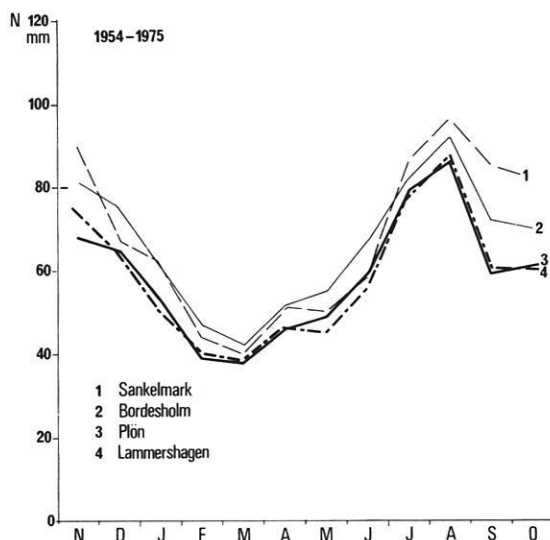


Abb. 48: Durchschnittliche Verteilung der Niederschläge im Jahresgang für den Zeitraum 1954–1975 für ausgewählte Stationen Schleswig-Holsteins

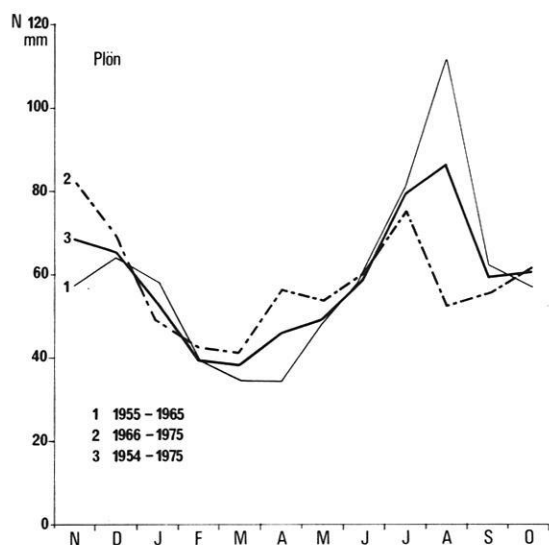


Abb. 49: Vergleich der Niederschlagsverteilung der Zeiträume 1955–1965, 1966–1975 und 1954–1975 am Beispiel der Station Plön

treten für den nördlichen Landesteil – mit den Stationen Bordesholm, Lammershagen und Plön in Ostholstein (Abb. 45). Die höheren Jahresniederschläge der Station Sankelmark sind im wesentlichen auf die höheren Niederschläge der Monate August bis November zurückzuführen.

6.2. Beschreibung der untersuchten Seen und ihrer Niederschlagsgebiete

Die Abgrenzung der Niederschlagsgebiete erfolgt in der Regel nach der oberirdischen Wasserscheide auf der Grundlage der Topographischen Karte (TK) 1:25 000. Eine Objektivierung dieser Abgrenzung ergab sich für einige Gebiete durch Vergleiche mit den in den Wasserwirtschaftsämtern des Landes durchgeführten Kartierungen der Niederschlagsgebiete.

Abgrenzungsprobleme ergeben sich dadurch, daß aufgrund von Meliorationsmaßnahmen die Zugehörigkeit von Bächen und Gräben zu einem bestimmten Vorfluter aus der TK nicht sicher zu entnehmen ist. Zahlreiche unterirdisch verlegte Drainage- und Rohrsysteme, die sich allenfalls aus den nicht immer verfügbaren Unterlagen der Siedlungs-, Boden- und Wasserverbände rekonstruieren ließen, verbinden verschiedene Vorflutersysteme untereinander und „unterlaufen“ so die oberirdische Wasserscheide. In Fällen, wo diese Unterlagen zugänglich waren, wurden sie zur Abgrenzung der Einzugsgebiete herangezogen (Einfelder See, Bistensee und Wittensee).

Wie sich am Beispiel des Blunker Sees eindringlich zeigte, ist aufgrund der Morphogenese der Jungmoränen-Landschaftszone die geologische Struktur recht kompliziert aufgebaut, so daß von vornherein nur mit einer näherungsweise Übereinstimmung von Niederschlags- und Einzugsgebiet zu rechnen ist.

In größere Niederschlagsgebiete, z.B. Plöner Seen- und Warderseegebiet sind Binnenentwässerungsgebiete in der Regel mit einbezogen worden.

Der Stand der morphologischen und morphogenetischen Untersuchungen ist für die hier behandelten Niederschlagsgebiete recht unterschiedlich. Sofern Arbeiten zur Morphogenese schleswig-holsteinischer Landschaften vorliegen und Beiträge zur Aufhellung der hydro-geologischen Verhältnisse enthalten, werden sie zur Kennzeichnung der einzelnen Niederschlagsgebiete herangezogen. Zur großräumigen Landschaftsgenese kann dabei nur auf die entsprechende Literatur verwiesen werden. Benachbarte und morphogenetisch zusammengehörende Niederschlagsgebiete werden gemeinsam behandelt.

6.2.1. Niederschlagsgebiete Einfelder See und Bordesholmer See:

TK 25 Nr. 1725, 1726, 1825, 1826

Einfelder und Bordesholmer See verdanken ihre Entstehung tieftauenden Toteisresten. Nach HERRMANN (1971: 32–33) erfolgte auf dem flächenhaft totgefallenen Inlandeis des Maximalstandes der Würmvereisung die Ausbildung des Hauptsanderniveaus, das heute westlich und östlich des Bordesholmer Sees eine durchschnittliche Höhe von 40 m ü. NN aufweist. Vor oder mit Be-

ginn des Austauens des im Untergrund anstehenden Toteises schnitt sich ein Schmelzwasserfluß in die fluvio-glaziale Schotterebene ein und zwar im Bereich der heutigen Seenrinne. Dabei wurde ein bis zu 1 km breites Kastental in das Hauptsanderniveau eingetieft. Mit Einsetzen des anhaltenden Tieftauens etwa im Spätglazial (ALETSEE 1959) wurde das gleichsinnige Gefälle der Talsohle des Kastentales durch Schwellen in verschiedene Becken gegliedert und damit funktionslos. Am Ende des Tieftauens blieben die ausgedehnten wassererfüllten Hohlformen der beiden Seen zurück.

Auch die Umgebung beider Seen ist durch austauendes Toteis gestaltet. Diese Niedertaulandschaft (vgl. STEPHAN 1975) ist durch zahlreiche zumeist abflußlose Hohlformen, die z. T. im Verlauf des Postglazials mit unterschiedlich mächtigen organogenen Sedimenten aufgefüllt wurden, gekennzeichnet. Die größte Hohlform dieser Art ist das Dosenmoor, das östlich des Einfelder Sees liegt und von diesem nur durch einen schmalen Sandriegel getrennt ist. Die Seen selbst sind in die nach Osten ausgreifenden Sander eingebettet, die auf früh-

würmzeitlichem Moränenmaterial (Geschiebemergel), das in 13–15 m Tiefe unter Flur ansteht, liegen. Die Sander selbst weisen nur stellenweise geringmächtige Geschiebelehmüberdeckungen auf. Die Niedertaubereiche auf der Westseite der Seen sind nach STEPHAN (1975: 39) vorwiegend aus mächtigen Geschiebemergelfolgen aufgebaut, die erst in Tiefen von 10–15 m unter Flur von Schmelzwassersanden unterlagert werden.

Der westliche und nordwestliche Teil des Niederschlagsgebietes Einfelder See hat eine durchschnittliche Höhe von 40 m ü. NN und ist flachkuppig mit einer Vielzahl abflußloser Hohlformen. Das im Osten gelegene Dosenmoor fällt vom Zentrum mit Höhen von 30–31 m kuppelförmig zu den Rändern auf 27–28 m ü. NN ab. Das Bordesholmer Niederschlagsgebiet ist ebenfalls flachkuppig mit zahlreichen abflußlosen, meist vermoorten Hohlformen im Durchschnittsniveau von 40 m, aus dem Kuppen bis 55 m ü. NN herausragen. Die Westgrenze des Niederschlagsgebietes ist wegen der vielen Hohlformen im kaum reliefierten Gelände nur schwer zu ziehen.

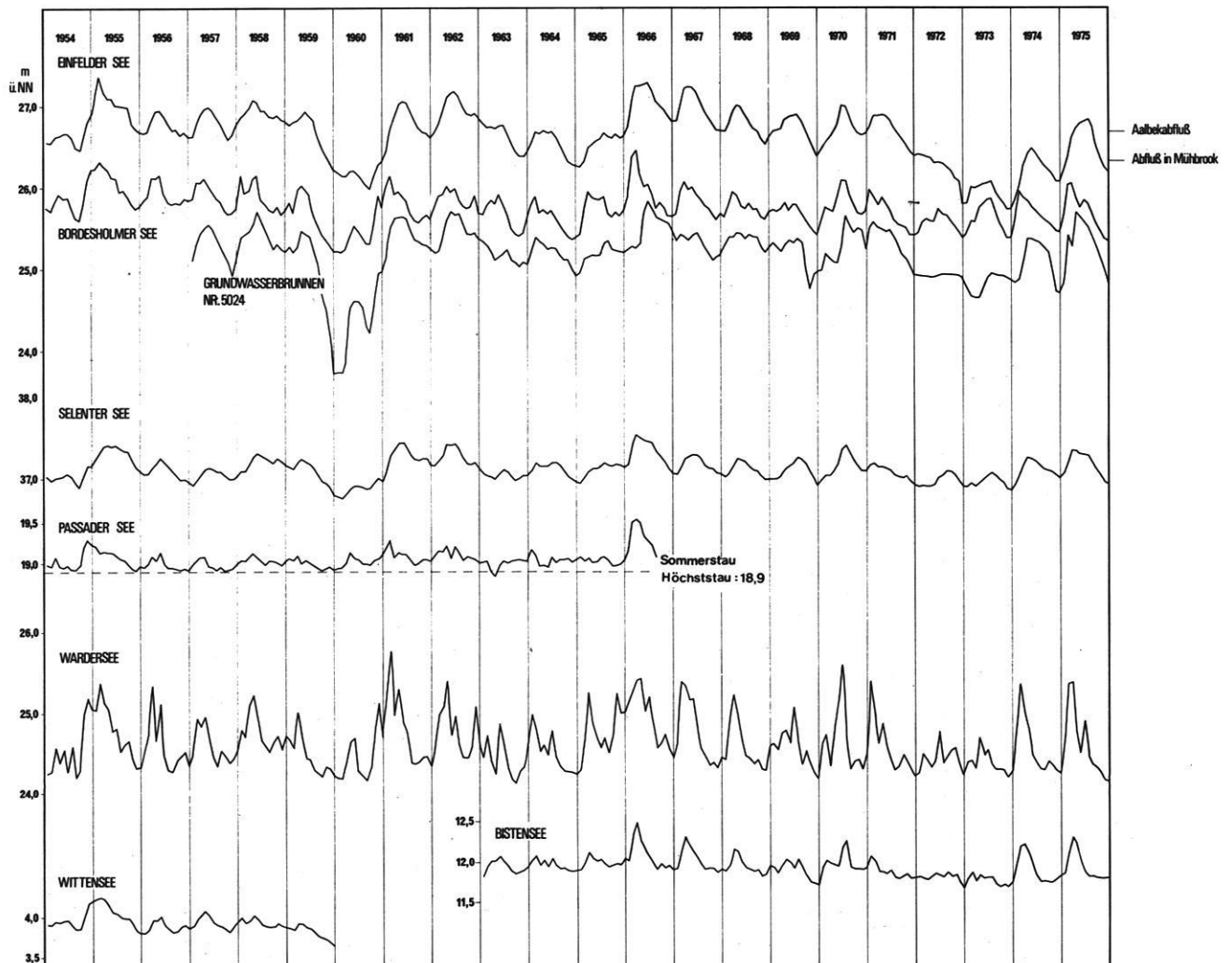


Abb. 50: Wasserstandsganglinien des Einfelder Sees, Bordesholmer Sees, Selenter Sees, Passader Sees, Wardersees, Bistensees und Wittensees sowie die Grundwasserganglinie des Brunnens 5024 am Bordesholmer See für den Zeitraum 1954–1975.

Der Einfelder See liegt im Bereich der Wasserscheide zwischen den Einzugsgebieten der Stör im Süden und der Eider im Norden. Der See hat heute zwei Abflüsse: im Norden der zum Bordesholmer See führende und als natürlich anzunehmende Steingraben mit einer Sohlenhöhe von 26,35 m ü. NN, im Süden der künstliche Verbindungsgraben zur Aalbek, der angelegt wurde, um extrem hohen Seewasserständen (vgl. Abb. 50) zu be-

gegenen, und eine Sohlenhöhe am Auslauf von 26,72 m ü. NN. hat (Angaben der Sohlenhöhen nach Mitteilung des Stadtbauamtes Neumünster). Beide Abflüsse haben nachweislich in der Zeit zwischen 1950 und 1975 nur in 46 Monaten eine geringe Wasserführung gezeigt, letztmalig im Jahre 1967. Oberirdischen Zufluß in geringen Mengen erhält der See temporär über einen Verbindungsgraben (Moorgraben) vom Dosenmoor.

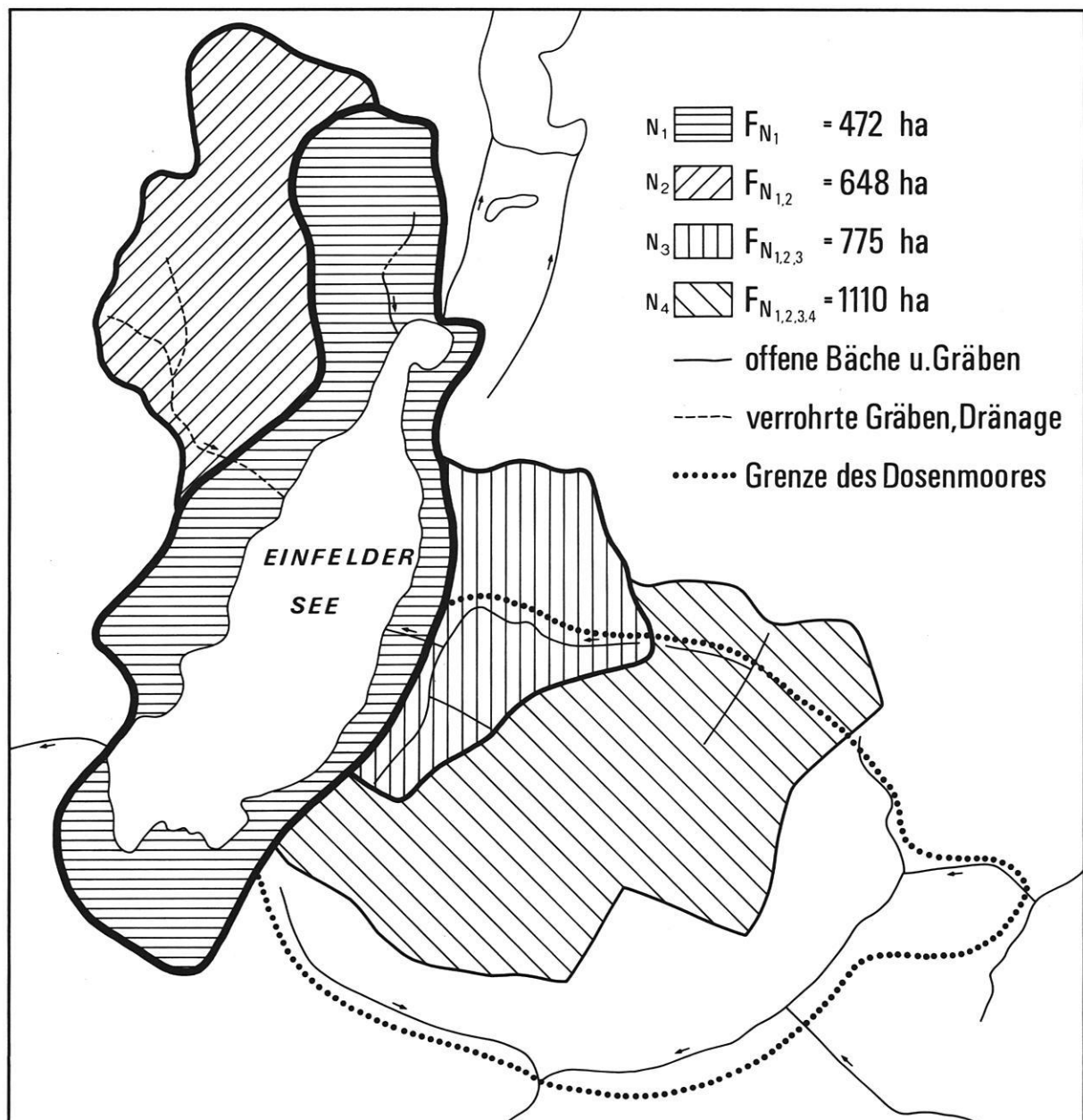


Abb. 51: Verschiedene Größen des Niederschlagsgebietes Einfelder See nach verschiedenen Abgrenzungskriterien. Die angegebenen Gebietsgrößen schließen die Seefläche von 190 ha mit ein.

Die Abgrenzung des Niederschlagsgebietes Einfelder See ist aus verschiedenen Gründen, die auch für viele andere Gebiete Schleswig-Holsteins in ähnlicher Weise zutreffen, recht problematisch.

In der Abb. 51 sind die verschiedenen Einzugsgebietsgrößen und -flächen gekennzeichnet, die sich bei Berücksichtigung verschiedener Kriterien und hydrographischen Situationen ergeben:

1. Abgrenzung nach der Wasserscheide; Fläche (incl. See): 472 ha, Umgebungsarealfaktor $U_f = 1,51$.
2. Abgrenzung nach der Wasserscheide unter Einbeziehung eines durch Dränageleitungen angeschlossenen Teilgebietes; Fläche (incl. See): 648 ha, $U_f = 2,45$.
3. Abgrenzung nach 2. unter Einbeziehung eines Teiles des Dosenmoores, das temporär (Mitteilung Stadtbauamt Neumünster) über den Moorgraben zum Einfelder See entwässert; Fläche (incl. See): 775 ha, $U_f = 3,12$.
4. Abgrenzung nach 3. unter Einbeziehung eines größeren Dosenmoor-Areals durch Ausbau des Grabensystems (nach seit 1975 laufenden Planungen des Stadtbauamtes Neumünster), um dem Einfelder See eine größere Zuflußmenge zukommen zu lassen und den niedrigen Wasserstand des Sees anzuheben. Fläche (incl. See): 1110 ha, $U_f = 4,9$.

Der größte Teil des Dosenmoorgebietes wurde seit dem im Jahr 1950 beendeten Ausbau der Dosenbek als Hauptvorfluter über diesen nach Süden in die Schwale entwässert. Dadurch ergab sich insgesamt eine stärkere Entwässerung für das Dosenmoor und damit auch eine Verringerung des Zuflusses über den Moorgraben zum See seit dieser Zeit.

Unter Abwägung aller Zuflußgrößen scheint die unter 3. genannte Einzugsgebietsgröße den tatsächlichen Verhältnissen am nächsten zu kommen und wird deshalb den weiteren Betrachtungen zugrundegelegt.

Der Bordscholmer See (Abb. 52) hat außer dem Zufluß über den Steingraben noch zwei weitere Grabenzuflüsse am Nordende: den von Norden kommenden Kalbach, der für den größten Teil des Niederschlagsgebietes Vorfluter ist, und einen kleinen Graben aus NW-Richtung. Der Abfluß erfolgt über den Stintgraben in den Schmalstedter Mühlenteich und von dort zur Eider.

Die westlichen Teile beider Niederschlagsgebiete weisen vorwiegend oberflächennahes Grundwasser im stauenden Geschiebelehm- und Geschiebemergel auf, das in den tieferen Senken in den Hauptgrundwasserhorizont übergeht. Kennzeichnend sind für diesen Bereich die zwischen trockenen und nassen Jahren stark schwankenden Grundwasserstände. In den Schmelzwassersanden unter dem Geschiebemergel im Bordscholmer See-Gebiet hat die Grundwasseroberfläche eine Lage zwischen 26 und 29 m ü. NN (STEPHAN 1975: 40), woraus sich eine Grundwasserbewegung in Richtung Bordscholmer See ergibt, die durch die beiden Brunnen am Nordende des Sees, die in glazifluvialen Sanden stehen, bestätigt wird.

Nach STEPHAN (1975: 40) sinken die offenen Wasserspiegel der Gewässer mit einer mittleren Spiegelhöhe von 25–26 m ü. NN nach Osten und Nordosten zur Eider hin bis auf 15 m ü. NN ab. Entsprechend ist in den Schmelzwassersanden ein Grundwasserspiegel mit gleicher Tendenz für dieses Gebiet zu erwarten.

Ein vom Stadtbauamt Neumünster auf der Grundlage von zahlreichen Beobachtungsbrunnen erstellter Grundwassergleichenplan zeigt, daß das Grundwassergefälle vom Einfelder See aus nach Süden gerichtet ist und damit der Sanderabdachung und der ursprünglichen Entwässerungsrichtung folgt (Abb. 52). Im Dosenmoor und den angrenzenden Niederungen steht das Grundwasser hoch unter Flur bzw. bis zur Oberfläche an.

Aufgrund der geschilderten Abflußverhältnisse des Einfelder Sees umfaßt das Niederschlagsgebiet des Bordscholmer Sees entgegen den Darstellungen der Wasserwirtschaftsämter zumindest für den Zeitraum 1966–1975 nicht das Niederschlagsgebiet Einfelder See oder Teilgebiete davon.

6.2.2. Niederschlagsgebiete der Schwentine-Seen: Kleiner und Großer Eutiner See, Kellersee, Dieksee, Behler See, Kleiner und Großer Plöner See

TK 25 Nr. 1728, 1729, 1730, 1827, 1828, 1829, 1830, 1927, 1928

Die umfassendste Darstellung der morphologischen Entwicklung dieses Gebietes gibt GRIPP (1953). Entscheidenden Einfluß auf die Gestaltung der ostholsteinischen Seenplatte hatte die von Norden bis Nordwesten kommende Plön-Preetzer und die aus östlicher Richtung kommende Eutiner Eiszunge. Es sind mehrere Vorstoßphasen anzunehmen, die jeweils eisrandnahe Ablagerungen unterschiedlicher Höhe hinterließen. Wie in ganz Ostholstein ist auch das Gebiet der Schwentine-Seen als Eiszerfallslandschaft zu sehen, die durch einen Wechsel von Moränenablagerungen unterschiedlicher Mächtigkeit und Höhe und lokalen, teils gestauchten Binnensandern, etwa im Süden des Dieksees, gekennzeichnet ist.

Die Entwicklung des Gewässernetzes ist insbesondere unter dem Einfluß des allgegenwärtigen Toteises und dessen allmählichem Niedertauen recht kompliziert (vgl. REINKE 1966) und soll hier nicht diskutiert werden.

Die hier betrachteten Seen werden alle von der Schwentine auf ihrem Lauf von der Quelle am Bungsberg im Osten des Gebietes zur Kieler Förde untereinander verbunden. Von Osten nach Westen sind dies der Große Eutiner See, in den der Kleine Eutiner See über einen Graben entwässert, der Kellersee, der Dieksee, der Behler See, der Große und der Kleine Plöner See (Abb. 53). Bis auf den Behler See gibt es für diese Seen – wenn auch teils für verschiedene Zeiträume – Wasserstandsmessungen. Die entsprechenden Ganglinien sind in der Abb. 54 in ihrer natürlichen Reihenfolge dargestellt.

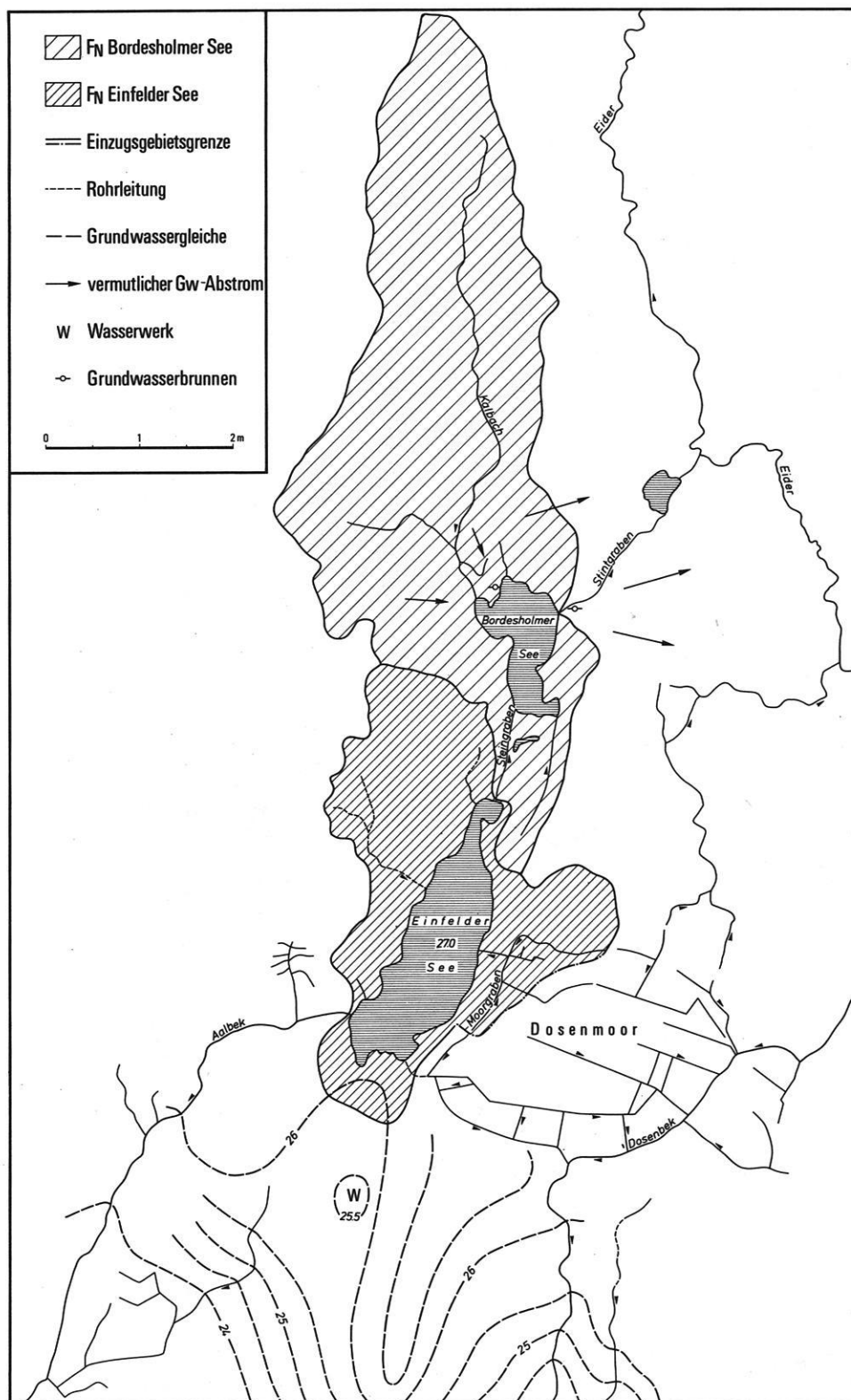


Abb. 52: Die Grundwasserverhältnisse in den Niederschlagsgebieten Einfeld See und Bordscholmer See. Angaben der Grundwassergleichen in m ü. NN.

Der Große Eutiner See erhält Zufluß von der Schwentine, die zuvor noch den Stendorfer und Sibbersdorfer See durchfließt und streckenweise begradigt ist, und vom Kleinen Eutiner See. Unterhalb des Austritts der Schwentine aus dem Großen Eutiner See befindet sich bei Neumühlen ein Mühlenwehr mit einer verbrieften ganzjährigen Stauhöhe von 26,85 m ü. NN. Nach privater Vereinbarung der Stadt Eutin mit der Mühle von 1952 wird ein Mindeststau von 26,4 m ü. NN. gehalten. Während der gesamten Beobachtungsdauer sinkt der Wasserstand nur im Juli 1963 unter diese Höhe ab. Der Stau einfluß bzw. die Regulierung des Abflusses ist in den Monatswerten kaum zu erkennen, wohl aber um so deutlicher in den ausgesprochen diskontinuierlichen Tageswerten.

Der Kellersee erhält außer von der Schwentine noch Zufluß von der Malenter Au, die der Vorfluter für den größten Teil des unmittelbaren See-Niederschlagsgebietes ist. Der Schwentine-Abfluß wird vor Eintritt in den Dieksee durch die Stauanlage der Gremsmühle, die die Wasserkraft heute aber nicht mehr nutzt, reguliert. Die Stauhöhe liegt bei 24,2 m ü. NN. Unterschreitet der Wasserstand des Kellersees diese Höhe, so findet kein Abfluß über die Schwentine statt.

Da der Dieksee außer der Schwentine keine nennenswerten Zuflüsse hat, entspricht der Gang des Wasserstandes weitgehend dem des stauregulierten Kellersees (vgl. Abb. 54).

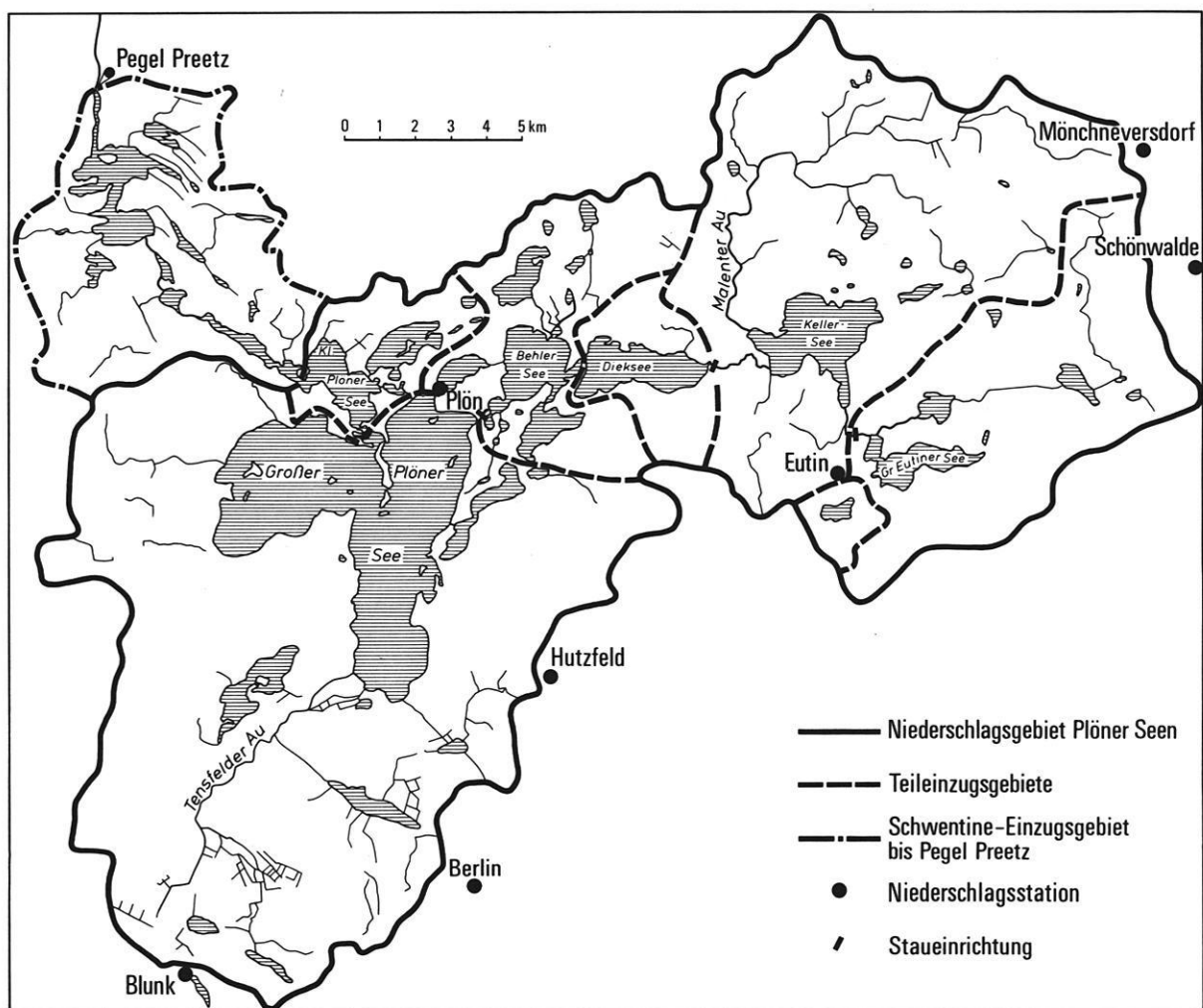


Abb. 53: Die Niederschlagsgebiete der Schwentine-Seen: Kleiner Eutiner See, Großer Eutiner See, Kellersee, Dieksee, Behler See, Großer Plöner See und Kleiner Plöner See sowie das Niederschlagsgebiet der Schwentine bis zum Pegel Preetz.

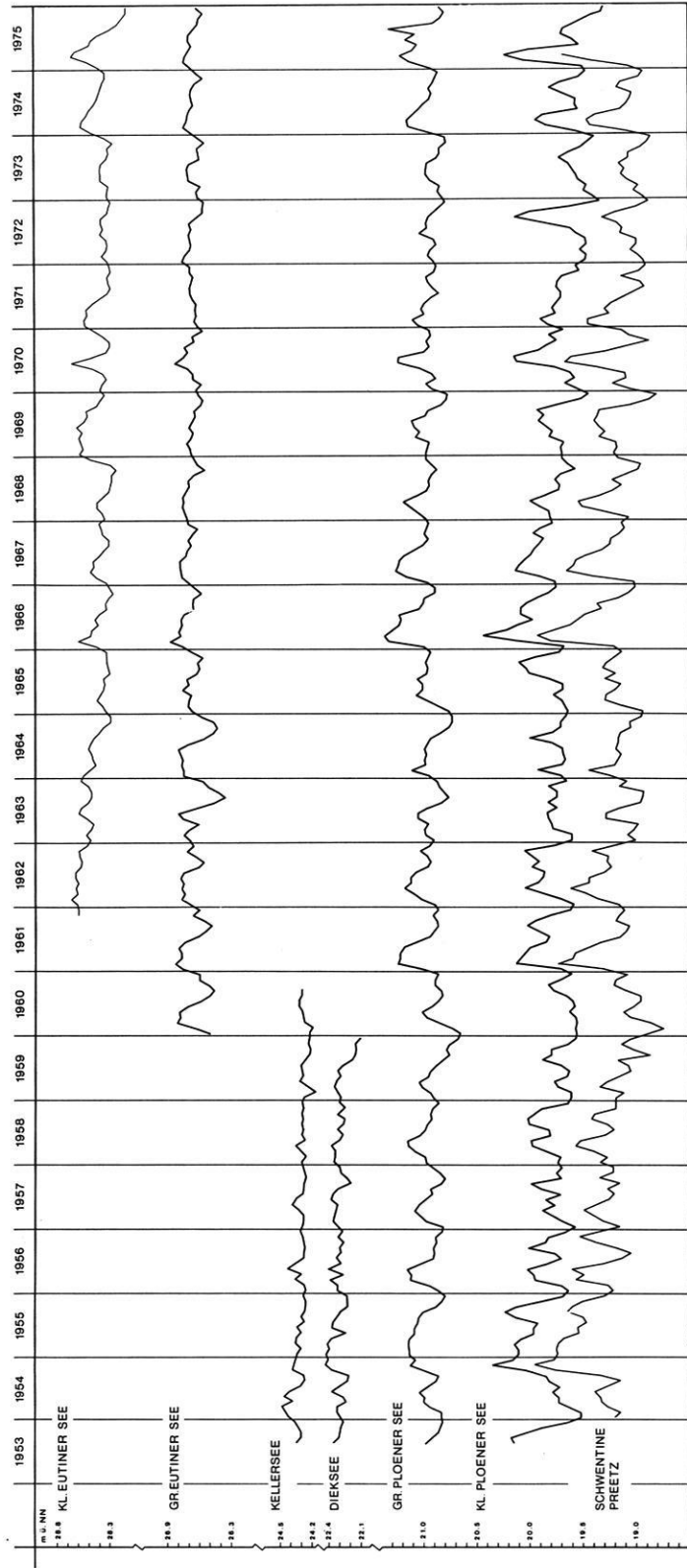


Abb. 54: Wasserstandsganglinien der Schwentine-Seen und der Schwentine am Pegel Pretz.

Aus dem Dieksee erfolgt der Abfluß ohne Stau auf kurzem Wege in den Behler See, an dem keine Wasserstandsmessungen durchgeführt wurden, da dem Dieksee entsprechende Wasserstände zu erwarten sind. Zum Niederschlagsgebiet des Behler Sees gehören eine Anzahl Seen, die auf künstliche oder natürliche Weise miteinander verbunden sind und eine Gesamtfläche von 455 ha haben. Der Abfluß aus dem Behler See in den Großen Plöner See erfolgt über eine Stauanlage bei der Öhlmühle mit einer Höhe von 22,33 m ü. NN.

Der Große Plöner See erhält darüber hinaus Zufluß aus dem Vierersee, von verschiedenen kleineren Bächen und Gräben und vor allem von der im Süden einmündenden Tensfelder Au, in deren Einzugsbereich See- und große Niederungsflächen liegen.

Der Abfluß geschieht an drei Stellen: der bedeutendste befindet sich im Ort Plön und führt (durch den Trentsee) zum Kleinen Plöner See, die beiden anderen liegen auf der Landenge am Koppelsberg. Der östliche davon ist durch ein Wehr gestaut, der westliche ist ein schmaler Graben mit zumeist geringer Wasserführung.

Der Kleine Plöner See steht in Verbindung mit dem Trent- und Trammersee und erhält von beiden seinen Zufluß. Der Kleine Plöner See geht allmählich in die sich breit ausweitende Schwentine über. Etwa auf der Höhe des Gutes Wittmoldt ist die Austrittsstelle festzulegen.

Das kaskadenartige System der Schwentine-Seenkette (Abb. 55) bedingt eine hierarchische Struktur in der Zuordnung der Teil-Niederschlagsgebiete, in dem das folgende das jeweils zurückliegende beinhaltet (vgl.

Tab. 42). Für die Seen, deren Zu- bzw. Abfluß durch Stauanlagen beeinträchtigt oder reguliert wird, ist die Entscheidung, ob tatsächlich das zurückliegende Gebiet dazugehört, zumindest für Zeiträume niedrigen Wasserstandes nicht immer mit Sicherheit zu fällen. Aufgrund dieser Situation wird daher streng formal vorgegangen und entsprechend der hierarchischen Struktur und wie in Tab. 42 dargestellt, die Größe der Niederschlagsgebiete festgelegt.

Tab. 42: Flächengrößen in ha der Niederschlagsgebiete der Schwentine-Seen.

	F _N in ha	Teil-F _N in ha
Kl. Eutiner See	344	344
Gr. Eutiner See	5 470	5 126
Kellersee	15 090	9 620
Dieksee	16 510	1 420
Behler See	19 750	3 240
Gr. Plöner See	38 570	18 820
Kl. Plöner See	3 920	1 350
Schwentine F _N bis Pegel Preetz	44 930	

Am Pegel Preetz wird der Abfluß des Schwentine-Niederschlagsgebietes, das nur wenig größer als das des Kleinen Plöner Sees ist, gemessen. Die Abflußganglinie ist nahezu identisch mit der Wasserstandsganglinie des Kleinen Plöner Sees (vgl. Abb. 54).

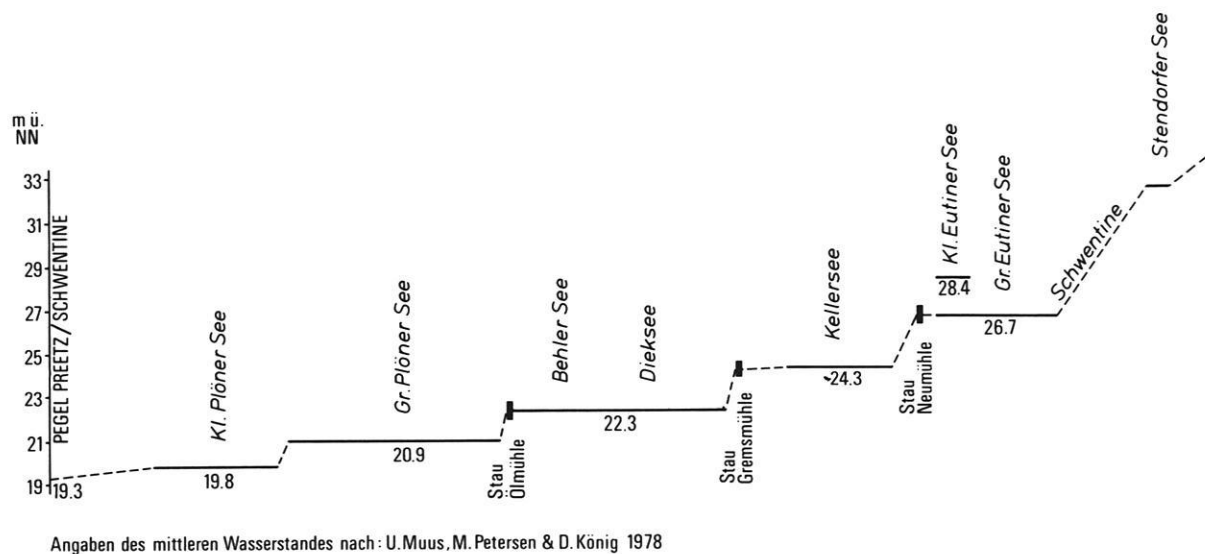


Abb. 55: Schematisches Längsprofil entlang der Schwentine durch die Schwentine-Seen und Eintragung der Stueinrichtungen.

6.2.3. *Niederschlagsgebiet Postsee*
TK 25 Nr. 1726, 1727, 1827, 1927

Die Grundzüge der Morphogenese entsprechen denen des Gebietes der Schwentine-Seen und sind im Detail bei REINKE (1966) dargestellt.

Das Postsee-Niederschlagsgebiet (Abb. 56) läßt sich in drei Einheiten untergliedern:

1. in das Gebiet um den Postsee mit seinen nördlichen Zuflüssen Neuwührener Au und Honigau,
2. in das südliche Seengebiet mit Stolper See, Belauer See, Schierensee, Fuhlensee, Schmalensee und Bornhöveder See, die insgesamt nur über kleine Zuflüsse verfügen,
3. in das Übergangsgebiet zwischen beiden Seen-Komplexen mit der Nettelau und der Alten Schwentine, die die Seengebiete miteinander verbindet.

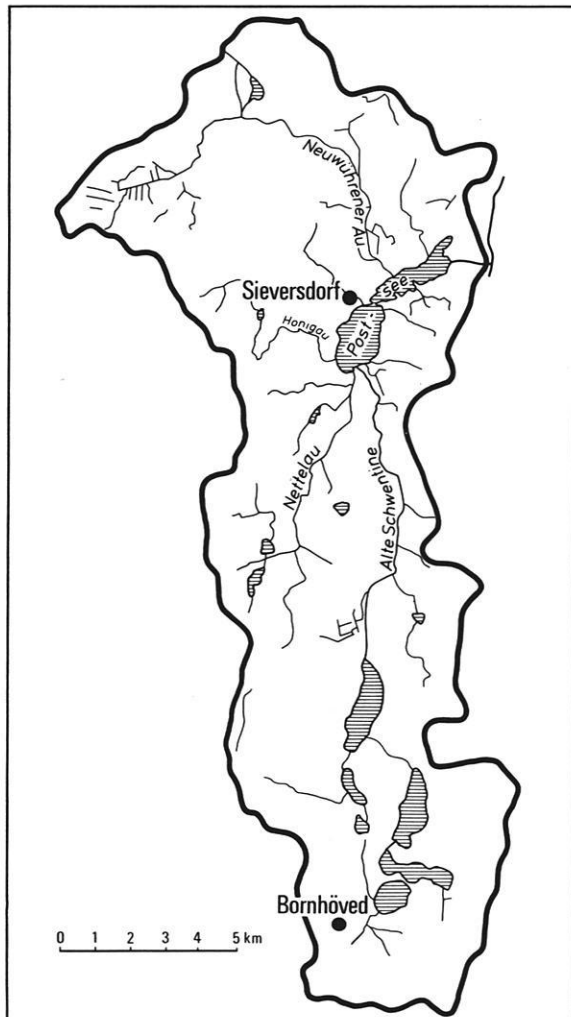


Abb. 56: Das Niederschlagsgebiet des Postsees und Lage der Niederschlagsstationen

Die Abgrenzung des Postsee-Niederschlagsgebietes verläuft zwischen Postsee und Lanker See über die Talwasserscheide der Kührener Au. Damit deutet sich an, daß die Einzugsgebietsverhältnisse in manchen Bereichen unübersichtlich sind, und daß davon ausgegangen werden muß, daß sich in Feuchteperioden die Entwässerungsrichtung in den Randgebieten verlagern kann. Die Wasserstandsganglinie des Postsees ist in der Abb. 57 dargestellt.

6.2.4. *Niederschlagsgebiet Selenter See, Passader See und Dobersdorfer See*
TK 25, Nr. 1627, 1628, 1629, 1727, 1728, 1729

Der Selenter See (Abb. 58), der im Mittel 15 m, maximal bis 34 m tief ist, erfüllt das von einer von N kommenden Eiszunge ausgeschürfte Zungenbecken, an dessen Südrand bis 80 m hohe Moränen aufgestaucht sind. Das nordwestlich gelegene Vorfeld dieses Zungenbeckens ist eine stark kuppige Grund- und Ablationsmoränenlandschaft, in der durch Toteis-Tieftauen zahlreiche, teils ausgedehnte Hohlformen entstanden. Diese sind teils, wie der Passader See und Dobersdorfer See – mittlere Wassertiefe 4–6 m – im Zuge des postglazialen Grundwasseranstiegs heute noch wassererfüllt, teils im Laufe der Zeit vermoort.

An Zufluß hat der Selenter See nur zwei kleine Bäche bei Seekrug und Giekau, die nach mündlicher Auskunft vom Landesamt für Wasserhaushalt und Küsten, Kiel (LWK) nur sehr geringe Wasserführung haben und in niederschlagsarmen Jahren, wie etwa 1975, zeitweise völlig versiegen. Der Abfluß erfolgte ursprünglich – und wie auch in der TK verzeichnet – auf zwei Wegen: über die Salzau in den Passader See und über die Mühlenau zur Ostsee. Die in beiden Bächen früher eingebauten Stauanlagen zum Mühlenbetrieb werden als solche heute nicht mehr genutzt. Die Stauhöhen sind mit 37,1 und 37,4 m ü. NN angegeben, die Schlagbalken liegen in der Salzau auf 36,51 und in der Mühlenau bei Neuhaus auf 36,41 m ü. NN. Der Wasserstand des Selenter Sees ist danach sowohl vom Salzauabfluß als auch vom Mühlenauabfluß abhängig. Nach Unterlagen des LWK Kiel ist der Mühlenauabfluß jedoch zeitweilig unterbrochen bzw. gar nicht mehr intakt. Da der direkte Zufluß über die kleinen Bäche unerheblich ist, bestimmt bei Niedrigwasserständen weitgehend die Verdunstung von der freien Wasserfläche den Wasserstand des Sees. Ein Mindestwasserstand kann durch die Stauhaltung nicht erzwungen werden. Die Stauhöhe von 37,4 m ü. NN wurde in einer Reihe von Jahren z. T. ganzjährig unterschritten, so z. B. in den Jahren 1968–1969 und 1971–1973.

Dobersdorfer und Passader See sind durch die Jarbek miteinander verbunden. Der Wasserspiegel des Dobersdorfer Sees liegt durchschnittlich nur 1–2 cm höher als der des Passader Sees, so daß auch die Ganglinien nahezu identisch in ihrem Verlauf sind (Abb. 50).

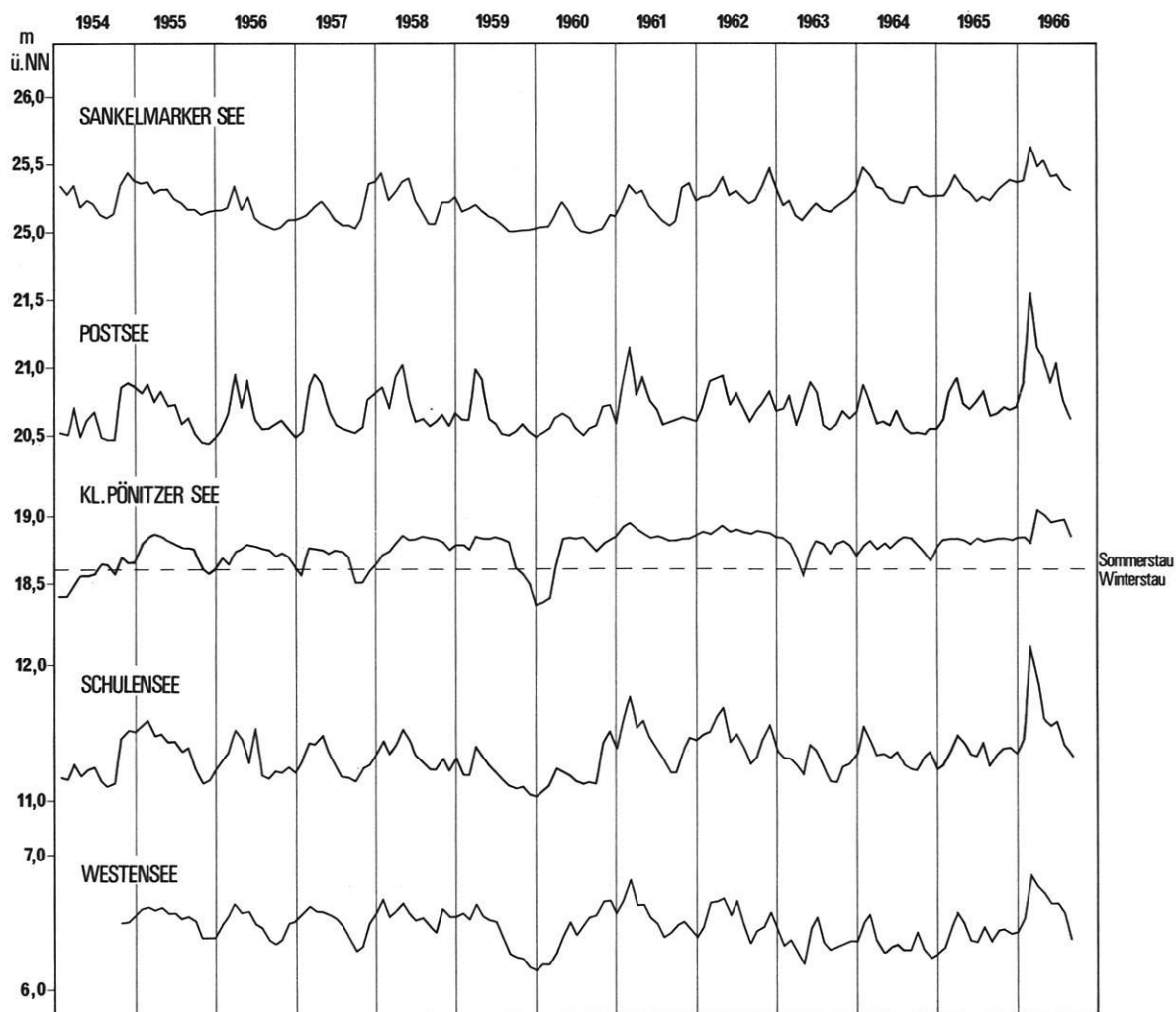


Abb. 57: Wasserstandsganglinien des Sankelmarker Sees, Postsees, Kl. Pönitzer Sees, Schulsees und Westensees für den Zeitraum 1954–1966.

An Zuflüssen weist der Dobersdorfer See nur kleinere Gräben auf, die sommerzeitlich in der Regel versiegen. Der Abfluß aus dem Passader See erfolgt über die Hangener Au in die Ostsee. Kurz unterhalb des Auslaufs befindet sich eine Stauanlage mit einem Höchststau von 18,9 m ü. NN und einem Mindeststau von 18,3 m ü. NN. Nur im Februar 1963 wird ein Wasserstand von 18,9 m im Passader See unterschritten.

Die Abgrenzung der Niederschlagsgebiete erfolgte ausschließlich nach der oberirdischen Wasserscheide. Da der Selenter See nicht oder allenfalls nur temporär in den Passader See entwässert, wird das Niederschlagsgebiet des Selenter Sees nicht zu dem des Passader Sees hinzugerechnet.

6.2.5. Niederschlagsgebiet Wardersee TK 25 Nr. 1928, 1929, 2028, 2029, 2128

Der Wardersee ist nach GRIPP (1953) Rest eines Eisstausees, der gegen Ende der Würmvereisung zwischen den Endmoränen im Westen, Süden und Osten, die zu Höhen bis zu 70 m aufsteigen, und dem damaligen Eisrand das Gebiet der heutigen oberen Trave bei einem Wasserstand von etwa 37 m ü. NN bedeckte. Der heutige Wardersee erfüllt eine durch tieftauendes Toteis entstandene Senke, die möglicherweise als Teil einer subglazialen Schmelzwasserrinne angelegt war.

Der schmale, etwa 9 km lange Wardersee wird durch eine Landenge in den kleinen und großen Wardersee untergliedert und von der Trave durchflossen (Abb. 27). Neben der Bißnitz, die am Südenne einmündet, sind noch eine Anzahl kleinerer Bäche und Gräben als Zuflüsse vorhanden. Die weiten Niederungen am Unterlauf der Bißnitz und entlang der Trave und der Berliner Au erheben sich nur wenige Meter über den mittleren Seespiegel von 26 m ü. NN und werden durch weitläufige Grabensysteme entwässert. Große Abschnitte der Trave, besonders im Niederungsbereich nördlich des Wardersees sind begradigt und kennzeichnen die „Baupraxis der Gewässerregulierungen in der Zeit nach 1920“ (MUUSS, PETERSEN & KÖNIG 1973: 41).

Ein Charakteristikum des Wardersees ist der in kurzer Zeit überaus stark schwankende Wasserstand, der sich auch in der Ganglinie der monatlichen Mittelwasserstände zeigt, besonders deutlich aber in den Tageswerten der Pegelstände wird. So stieg z.B. in der Zeit vom 23. 11. 1973–2. 1. 1974 der Seespiegel um 158 cm an, wobei vom 13. auf den 14. 12. 1973 allein ein Anstieg von 22 cm registriert wurde.

6.2.6. Niederschlagsgebiete Bistensee und Wittensee TK 25 Nr. 1523, 1524, 1525, 1623, 1624, 1625

Wittensee und Bistensee verdanken ihre Entstehung spätwürmzeitlichen Eisvorstößen, die aus dem Schlei-gebiet kamen. Der Wittensee präsentiert sich von seiner Form her und durch die im Westen bis über 70 m hohen

Stauchmoränen der Duvenstedter Berge als typischer Zungenbeckensee. Der Bistensee, der zwischen den Stauchmoränenkomplexen der Duvenstedter und der Hüttener Berge liegt und von dessen Westende nach EGGERS (1934) eine Schmelzwasserrinne ihren Anfang nimmt, kann selbst als Teil einer subglazialen Schmelzwasserrinne angesehen werden, die durch Toteis konserviert wurde. Aufschlüsse am Nordende des Bistensees mit mächtigen Lagen grober Schotter sowie Sanderablagerungen in der näheren Umgebung bestätigen diese Annahme.

Der größte Teil des in der Hauptsache nach der oberirdischen Wasserscheide abgegrenzten Niederschlagsgebietes des Bistensees entfällt auf die Hüttener Berge. Die übrigen Gebietsteile sind flache bis kuppige Grundmoränen, die nach GLÜCKERT (1973) im Osten überändert sind. Die Umgebung des Wittensees ist außer am Südenne durch kuppiges Relief mit abflußlosen Hohlformen in einer Höhenlage zwischen 20 und 30 m ü. NN gekennzeichnet. Nach GLÜCKERT (1973) handelt es sich dabei im wesentlichen um End- und Seitenmoränen der Wittensee-Vorstöße.

Beide Gebiete weisen eine Anzahl ursprünglich meist abflußloser Mulden auf, die in der Regel dräniert sind, aber durch ihre Grünlandnutzung noch immer als stau-naß oder grundwassernah ausgewiesen sind. Ausgedehnte Niederungen mit stets hohem Grundwasserstand kommen nur im Bereich der Habyer Au vor.

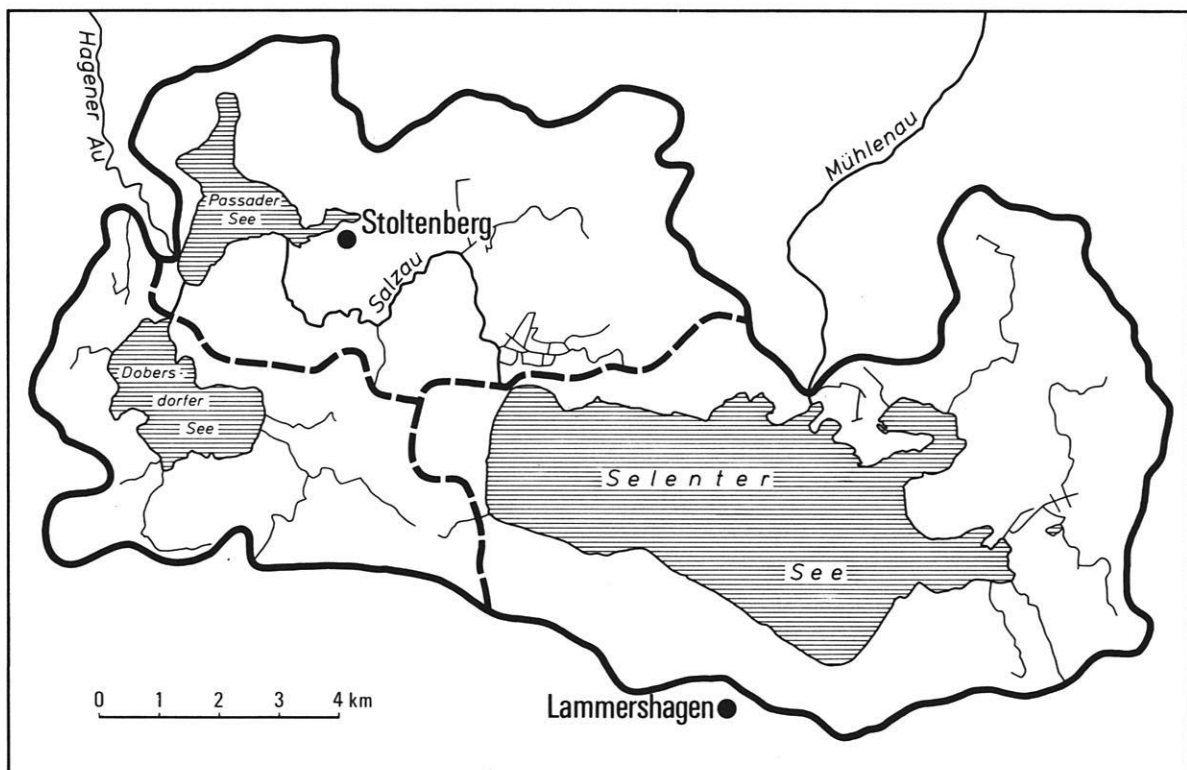


Abb. 58: Die Niederschlagsgebiete des Selenter Sees, Passader Sees und Dobersdorfer Sees sowie die Lage der Niederschlagsstationen.

Tab. 43: Gesamtlänge der offenen Bäche und der verrohrten Bäche/Dränagezüge in km und Gewässernetzindex km/km² im Bistensee-Gebiet nach Unterlagen des Kreisbauamtes Rendsburg aus dem Jahre 1975.

Teileinzugsgebiete nach Abb. 59		offene Bäche und Gräben		verrohrte Bäche und Gräben Dränagezüge		Gesamt	
Nr.	km ²	km	km/km ²	km	km/km ²	km	km/km ²
1	6,35	5,2	0,82	6,8	1,07	12,0	1,89
2	4,34	3,5	0,81	2,6	0,60	6,1	1,41
3	4,01	5,2	1,30	2,2	0,55	7,4	1,85
4	1,41	1,8	1,28	0	0	1,8	1,28
5	1,21	0	0	0	0	0	0
6	0,70	0,3	0,43	0	0	0,3	0,43
7	2,53	1,3	0,51	1,9	0,75	3,2	1,26
Gesamtlandfläche	20,55	17,3	0,84	13,5	0,66	30,8	1,50

Die Zu- und Abflüsse beider Seen sind in der Abb. 59 verzeichnet. Aus den Unterlagen des Kreisbauamtes Rendsburg konnten die Haupt-Dränagezüge übertragen werden. In der Gegenüberstellung (Tab. 43) der Gesamtlänge der offenen Gräben und Bäche einerseits und der Dränageleitungen und verrohrten Gräben und Bäche andererseits wird der Umfang der Meliorations-

maßnahmen deutlich und kennzeichnet – stellvertretend auch für andere Landschaftsteile Schleswig-Holsteins – die anthropogene Beeinflussung des Landschaftswasserhaushalts. Unter Hinzurechnung der verrohrten Gerinne erhöht sich der Gewässernetzindex von 0,84 auf 1,5.

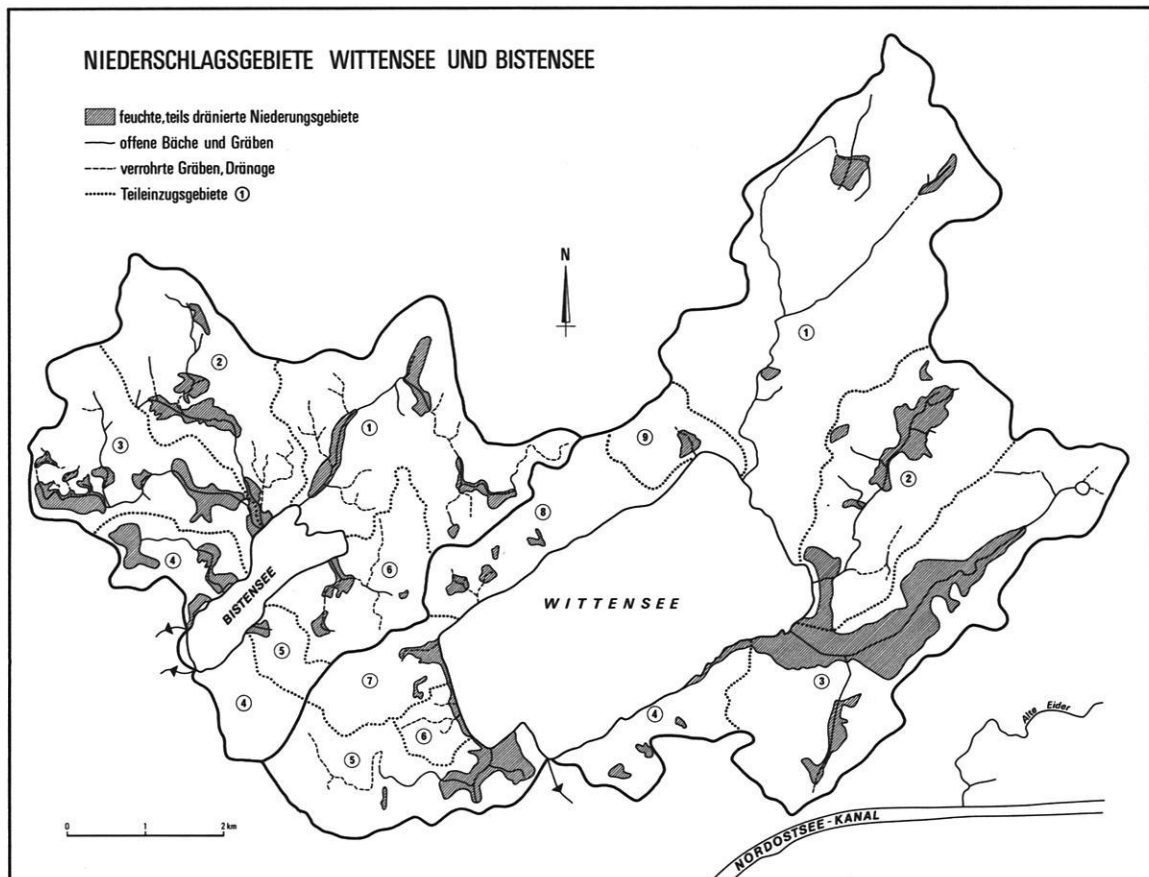


Abb. 59: Die Niederschlagsgebiete des Bistensees und Wittensees und deren Teilniederschlagsgebiete.

Auf der Grundlage der in den TK eingetragenen Grundwasseraustrittsstellen in Form von Bächen, Gräben, Quellen, Viehtränken und Teichen konnte für das Wittenseegebiet ein Grundwassergleichenplan entworfen werden (Abb. 60). Danach ergibt sich für die größten Teile des F_N eine durchschnittliche Lage des Grundwasserspiegels von etwa 3–6 m unter Flur und eine relative gute Übereinstimmung zwischen F_N (Niederschlagsgebiet) und F_E (Einzugsgebiet).

Nach Abflußmessungen in den Hauptzuflüssen des Wittensees, der Habyer Au, der Mühlenu und der Probek im Ostteil sowie der Maienbek im Westteil – durchgeführt von der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Kiel-Neubauamt Nordostseekanal (NBA NOK) und dem Max-Planck-Institut Plön – ergeben sich die in Tab. 44 zusammengestellten Abflußmengen aus den Teileinzugsgebieten.

Tab. 44: Durchschnittlicher monatlicher Abfluß aus den Teilgebieten des Niederschlagsgebietes Wittensee für die Monate September und Oktober 1967 nach Unterlagen der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Kiel, NBA NOK.

	Ostteil		Westteil		Gesamt	
	ha	%	ha	%	ha	%
Landfläche	2949	78	832	22	3781	100
monatlicher Abfluß in l/s	271	81	64	19	335	100
monatlicher Abfluß in l/s km ²	9,2		7,7		8,9	
monatlicher Abfluß in mm	24		20		23	
durchschnittlicher monatlicher N in mm	76		76		76	

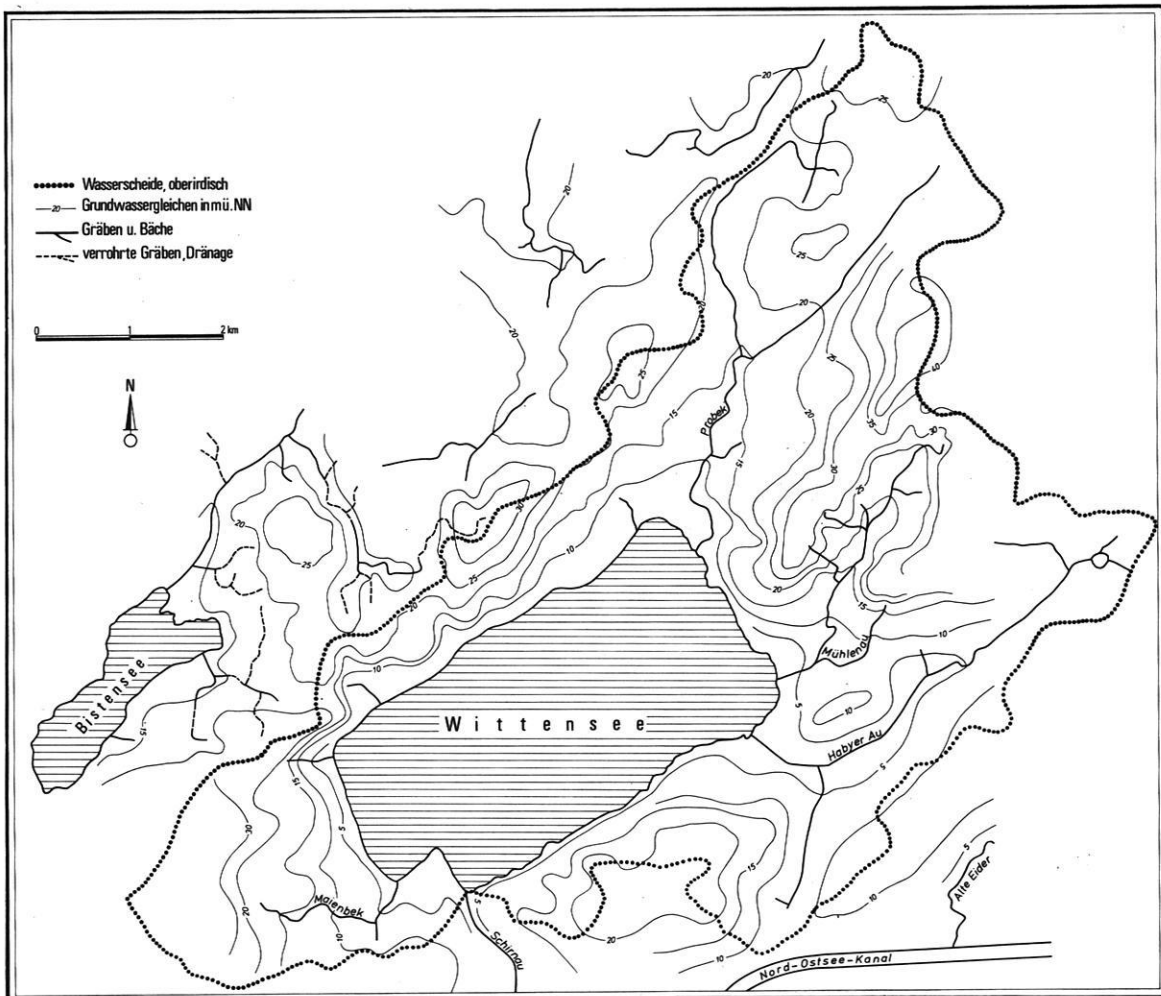


Abb. 60: Grundwassergleichenplan des oberflächennahen Grundwasserstockwerks des Niederschlagsgebietes Wittensee.

Als bemerkenswert ist zu verzeichnen, daß aus dem Ostteil mit seinem großen Anteil Niederungsflächen und demzufolge auch relativ hohem Grundwasserstand keine wesentlich höheren Abflüsse stattfinden. Abflußmessungen in der Schirнау, dem Auslauf des Wittensees, erbrachten für den gleichen Zeitraum 421 l/s. Bei einer F_N -Fläche von 4781 ha entspricht das einem Abfluß von 8,8 l/s km². Das bedeutet, daß in dieser Zeit durch oberirdischen Abfluß keine Wasserstandsänderungen eintreten konnten. Leider liegen aber über diesen Zeitraum keine Messungen des See-Wasserstandes vor.

Aus Pegelmessungen für die Zeit vom März 1968 bis Februar 1969 leitet sich ein Jahresabfluß von 537 l/s bzw. 11,2 l/s km² ab, was einer Niederschlagsmenge von 335 mm entspricht. Der monatliche Maximalabfluß wird im November 1968 bei insgesamt auch im Vormonat überdurchschnittlichen Niederschlägen mit 856 l/s = 17,9 l/s km² = 46 mm und der Minimalabfluß im September 1968 bei etwa durchschnittlichen Niederschlägen mit 158 l/s = 3,3 l/s km² = 8,6 mm erreicht.

Bei einem Jahresniederschlag von 831 mm für das Wasserhaushaltsjahr (WHJ) 1968 – der damit nur wenig über dem langjährigen Durchschnitt liegt – entfällt bei dem über die Einzelmessungen geschätzten Jahresabfluß von 335 mm auf die Gebietsverdunstung 496 mm. Das ist ein Betrag, der bei einer Wasserfläche von 21% am Niederschlagsgebiet als zutreffend – insbesondere im Vergleich zu den in der Tab. 23 angegebenen Werten – angesehen werden muß. Für die Verdunstung von der freien Wasserfläche errechnet sich für das WHJ 1968 eine Höhe von etwa 680 mm.

6.2.7. Niederschlagsgebiete Schulensee und Westensee TK 25 Nr. 1625, 1626, 1725, 1726, 1727, 1825, 1826

Der heutige Schulensee erfüllt eine durch niedertauendes Toteis entstandene Hohlform im Bereich einer Eisrandlage. Nach HERRMANN (1971) nimmt im Schulenseegebiet eine in der zu dieser Eisrandlage gehörenden Sanderoberfläche angelegte Schmelzwasserrinne ihren Anfang, die bis über den Einfeld der See hinaus nach Süden entwässert. Die heute nach Norden fließende Eider nimmt einen Teil dieser ehemaligen Abflußrinne ein.

Das vergleichsweise große Niederschlagsgebiet (Abb. 61) ist morphologisch reich strukturiert (vgl. HERRMANN 1971) und umfaßt ausgedehnte Grund- und flache Stauchmoränenkomplexe, übersanderte Grundmoränen und Sanderflächen.

Der stark in Verlandung befindliche Schulensee (MÜLLER 1973) ist im Mittel nur etwa 1 m tief. Er wird von der Eider durchflossen, die von Süden her kommt und den Schulensee nach Westen sich wendend verläßt. Das Niederschlagsgebiet des Bordesholmer See gehört über seinen Abfluß zur Eider zum Schulensee-Niederschlagsgebiet.

In der Zeit von 1954–1960 wurde der Wasserstand des Schulensees am Pegel Meimersdorf am Zulauf und am Pegel Eiderkrug am Auslauf der Eider gemessen. Im Mittel beträgt das Gefälle zwischen diesen Pegeln 9 cm, das entspricht etwa 0,1%. Der Eiderlauf zwischen Schulensee und Reesdorf weist ein Gefälle von 0,2–0,3% auf. Das bedeutet, daß es im flachen und relativ kleinen Schulensee nicht zu einer vollständigen Gefällsberuhigung kommt und der Schulensee lediglich eine Ausweitung der Eider darstellt. Die Wasserstandsganglinie (Abb. 57) des Schulensees repräsentiert näherungsweise die Abflußganglinie der Eider.

Der buchtenreiche Westensee erfüllt eine Hohlform, die im westlichen Teil aufgrund der hohen umgebenden Moränenwälle, die im Tüteberg 88,5 m erreichen, als ehemaliges Zungenbecken anzusehen ist (MUUSS, PETERSEN & KÖNIG 1973: 33), die im übrigen aber auf Toteisformen in der Grundmoräne zurückzuführen ist.

Der Westensee wird ebenfalls von der Eider durchflossen, die von Osten kommend den See im Norden in Richtung Nord-Ostsee-Kanal wieder verläßt. Durch den Eiderzufluß ist das Niederschlagsgebiet des Westensees, das ja das des Schulensees mit umfaßt, sehr groß (vgl. Abb. 61).

Die Wasserspiegelschwankungen im Westensee sind stark abhängig von der Stau einrichtung im Ablauf der Eider bei Strohbrück und dem Wehr unter der Straßenbrücke der B 202 bei Achterwehr. Die Wasserstandsganglinien von Schulensee und Westensee (Abb. 57) für den Zeitraum 1954–1966 zeigen gute Übereinstimmungen, wobei jedoch die des Westensees deutlich geringere Schwankungsamplituden aufweist, was u. a. auf den Stau im Eiderabfluß zurückzuführen ist. Nach den vom LWK Kiel in den Jahren 1974–1975 durchgeführten Abflußmessungen zeigte sich, daß beispielsweise im Dezember 1974 bei Wasserspiegelanstiegen von maximal 15 cm/Tag im Eiderzulauf bzw. 10 cm/Tag im Westensee graben der Westensee selbst nur um wenige Zentimeter anstieg (LWK 1977).

Trotz des großen Niederschlagsgebietes ist der Westensee – anders als der Schulensee – groß genug, um Hochwasserabflüsse aus dem Niederschlagsgebiet dämpfend abzufangen. Für den Eiderzufluß wie auch insbesondere für die anderen Zuflüsse in den Westensee ergaben sich nach den Untersuchungen des LWK für die Wintermonate November bis April Abflußwerte, die z. T. deutlich über den Niederschlagswerten lagen und damit den Grundwasserabfluß ausweisen.

Während die Wasserstandsganglinie des Eiderzulaufs eine unmittelbare Reaktion auf Niederschlagsereignisse erkennen läßt, stellt sich für die übrigen Westenseezuflüsse, insbesondere jedoch für den Westensee graben eine deutliche Verzögerung zwischen Niederschlag und Abfluß ein, die auch für den Wasserstand des Westensees kurzfristig, so in der Zeit vom November 1974 bis Januar 1975 (LWK 1977), zu verzeichnen ist.



Abb. 61: Die Niederschlagsgebiete des Schulensees und des Westensees mit den Niederschlagsstationen.

6.2.8. Niederschlagsgebiet Sankelmarker See
TK 25 Nr. 1222

Der Sankelmarker See (Abb. 62) liegt im Grenzbereich zwischen würmzeitlichen Moränen und Sandern. Nach WEISS (1958) ist die Hohlform des Sankelmarker Sees, der nach WEGEMANN (1913: 625) maximal 13 m tief ist, als Zungenbeckenteil, wahrscheinlicher aber als Tunnel-

talrest (subglaziale Schmelzwasserrinne) zu deuten. Die Hohlform wurde durch eingelagertes Toteis konserviert. Das Niederschlagsgebiet gliedert sich in zwei – aufgrund ihrer Morphogenese – unterschiedlich ausgestattete Landschaftsräume. Der kleinere östliche Teil, unter weitgehendem Einschluß des Sees, wird gestaltet durch Würm-Stauchmoränen (Munkwolstrup und Munkwolstrupfeld) mit Höhen zwischen 40 und 65 m ü. NN.

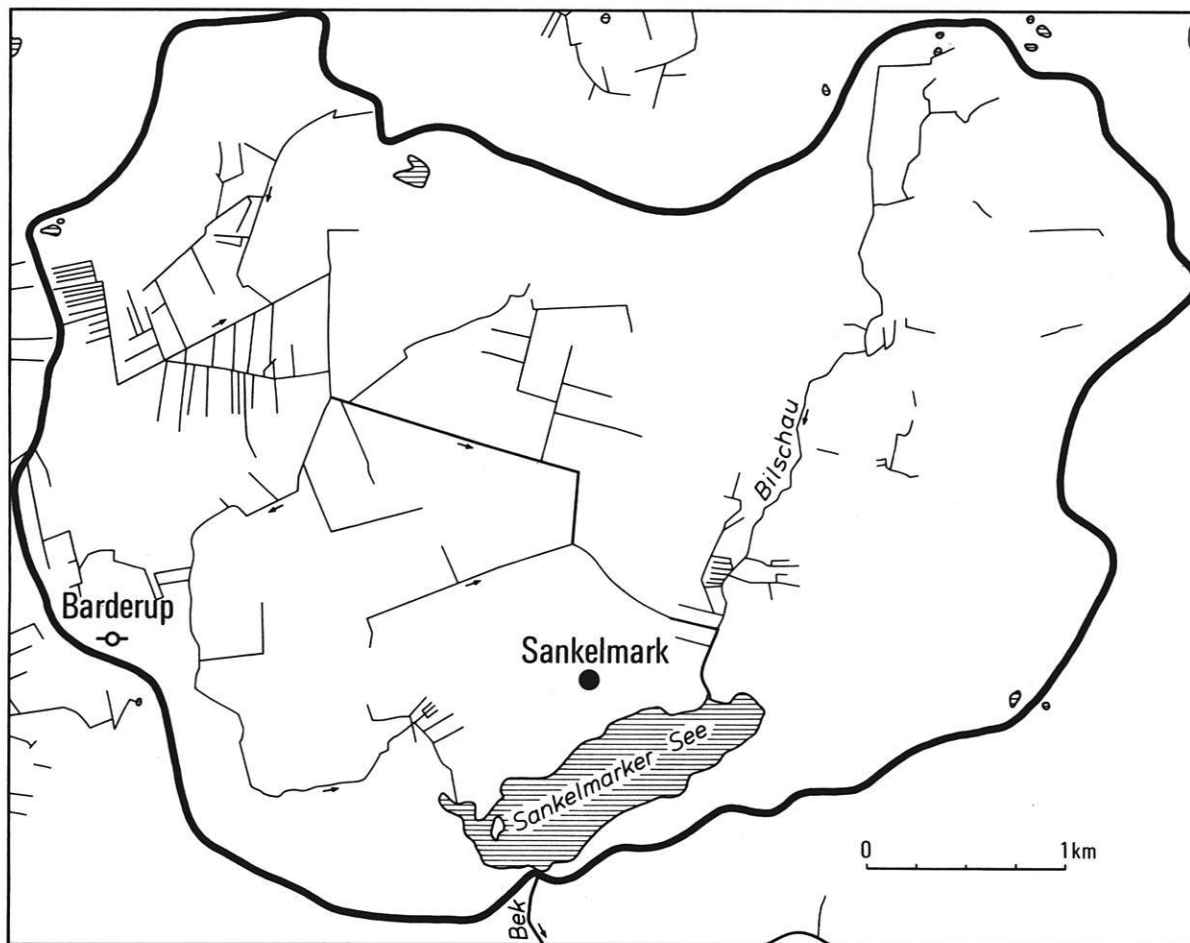


Abb. 62: Das Niederschlagsgebiet des Sankelmarker Sees mit der Niederschlagsstation Sankelmark und dem Grundwasserbrunnen in Barderup.

Das westliche Teilgebiet weist sich durch seine relative Ebenheit mit Höhen zwischen 30 und 35 m ü. NN – mittlere Seespiegelhöhe 27 m ü. NN – als Sander aus, der aus dem Flensburger Gletschertor nach Süden über Toteis geschüttet wurde (WEISS 1958). Die Sanderoberfläche ist durch Tieftauerscheinungen mit flachen Mulden versehen. Große Teile des flachen westlichen Teilgebietes sind wegen des hoch unter Flur anstehenden Grundwassers als Grünland genutzt. Weitläufige Grabensysteme sorgen für die Entwässerung. Der Grundwasserstand im Brunnen in Barderup schwankt zwischen 33 und 32 m ü. NN. Die Grundwasserbewegung ist von hier aus vermutlich sowohl nach Westen als auch nach Osten in die Niederungen hinein gerichtet. Oberirdischen Zufluß erhält der See durch je einen Bach aus dem östlichen und westlichen Teilgebiet. Das westliche Teileinzugsgebiet umfaßt etwa $\frac{2}{3}$ des Gesamtgebietes und erbringt den größten Zuflußanteil. Der Abfluß des Sees erfolgt über die Bek zur Treene. Die Abgrenzung des Niederschlagsgebietes nach der oberirdischen Wasser-

scheide stößt im Westen bei den geringen Reliefunterschieden und den aus der Karte nicht immer erkennbaren Entwässerungsrichtungen der Gräben auf Schwierigkeiten und ist daher etwas unsicher.

6.2.9. Niederschlagsgebiet Kleiner Pönitzer See TK 25 Nr. 1931

Die Pönitzer Seen zwischen Lübeck und Neustadt in Ostholstein sind dem Typus Grundmoränensee zuzuordnen. Sie liegen inmitten von Grund- bzw. kuppigen Endmoränen, die Höhen zwischen 30 und 40 m ü. NN erreichen.

Die Festlegung des Niederschlagsgebietes (Abb. 63) anhand der oberirdischen Wasserscheide ist insbesondere im Westen zur Schwartau hin unsicher, da die Entwässerungsrichtung je nach Grundwasserstand in diesen Gebieten veränderlich ist. Zuflüsse in den Kleinen Pönitzer See kommen aus dem nördlich gelegenen

Taschensee, der wiederum mit dem Süseler See durch einen Graben verbunden ist, aus dem südlich gelegenen Großen Pönitzer See und von einem aus Westen kommenden Bach. Der Abfluß aus dem Kleinen Pönitzer See, die Gösebek, ist durch eine Stauanlage mit einem zulässigen Höchststau von 19,16 m ü. NN reguliert. Während der Beobachtungsperiode 1955 bis 1965 überschritt der Wasserstand des Sees diese Stauhöhe nicht. In der Wasserstandsganglinie des Sees (Abb. 57) spiegelt sich die Abflußregulierung, die noch in der Wirkung verstärkt wird durch den Stau im Zufluß aus dem Taschen-see, wider. Der natürliche, klimatisch bestimmte Rhythmus der Ganglinie ist weitgehend gestört.

Der Kleine Pönitzer See kann daher als anschauliches Beispiel für die umfangreichen Eingriffe in den Wasserhaushalt eines Gewässers gelten.

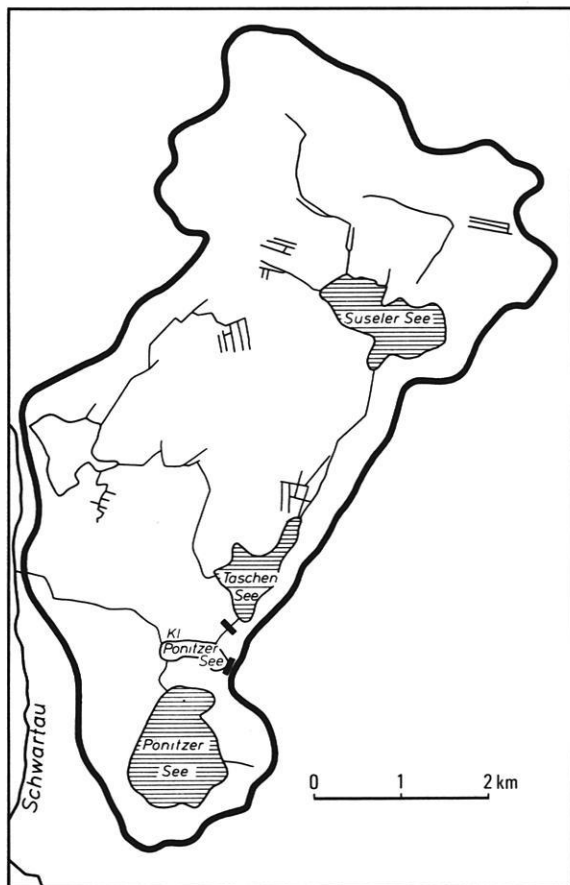


Abb. 63: Das Niederschlagsgebiet des Kleinen Pönitzer Sees.

6.2.10. Niederschlagsgebiet Garrensee TK 25 Nr. 2331

Der schmale, sich in SW-NE-Richtung erstreckende Garrensee ist in Form und Größe dem Blunker See sehr ähnlich (Abb. 64). Von einer mittleren Spiegelhöhe von

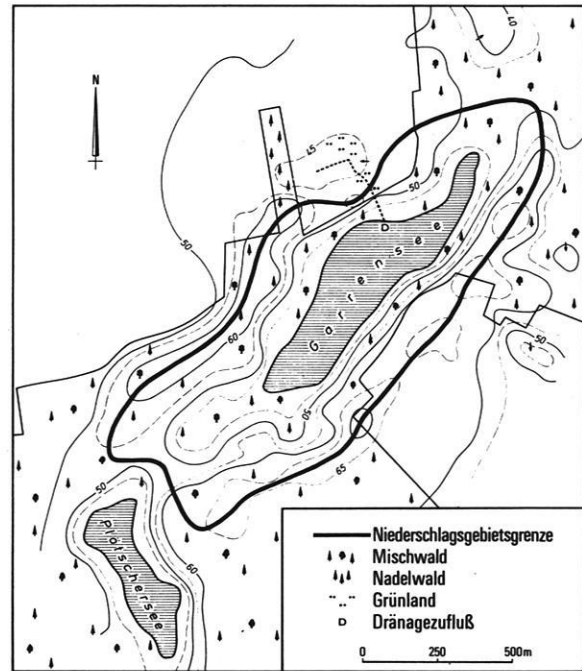


Abb. 64: Das Niederschlagsgebiet des Garrensees

43 m ü. NN steigen die Hänge von den Ufern des Sees steil auf zu einer in 50–70 m ü. NN sich ausbreitenden flachkuppigen, im SE kuppigen Moränenlandschaft. Der See hat bei einer maximalen Tiefe von 23 m eine durchschnittliche Tiefe von etwa 20 m, nur das Nordende ist wesentlich flacher. Der Form nach ist der Garrensee als subglazialer Rinnensee im Endmoränenbereich zu deuten; allerdings ist nach BÄRTLING (1922) eine Akzentuierung der Form durch subglaziale Evorsion nicht auszuschließen.

Wie der Blunker See ist auch der Garrensee ohne jeden oberirdischen Zu- und Abfluß. Lediglich eine Dränrohrleitung aus der umgebenden Feldmark führt zeitweise unbedeutende Wassermengen in den See (nach schriftlicher Auskunft vom 15.7.1977 vom Amt für Land- und Wasserwirtschaft Lübeck). Leider liegen vom Garrensee keine Tages-, sondern nur Wochen- bzw. 14-Tageswerte des Wasserstandes vor. Die Wasserstandsänderungen erfolgen wie am Blunker See jedoch sehr kontinuierlich, so daß eine ausreichend genaue Wasserstandsganglinie zu erstellen ist. Da der Garrensee fast völlig von Wald umgeben ist und in einem Gebiet deutlich geringerer Niederschläge (vgl. Abb. 45) liegt, wäre ein Vergleich mit dem Blunker See hinsichtlich Verdunstung, Nettozufluß und Nettoabfluß sehr interessant, was jedoch nur auf der Grundlage besserer Daten möglich ist.

6.2.11. Niederschlagsgebiet Ihlsee
TK 25 Nr. 2027

Der Ihlsee (Abb. 65) liegt im Gebiet eines in einer frühen Phase der Würmvereisung nach Westen bis ins Gebiet des heutigen Großen Segeberger Sees gerichteten Eisvorstoßes (STEIN 1969). Die Toteisreste dieses Vorstoßes wurden übersandert. Nach dem Abschmelzen des Toteises entstand die Niedertaulandschaft des Ihlseegebietes, die sich weit nach NW über die Trave hinüber bis Negernbötel erstreckt, mit zahlreichen, oft abflußlosen Hohlformen, von denen die größte heute vom Ihlsee eingenommen wird, der durchschnittlich 7,7 m tief ist. Die größte Tiefe erreicht 21,5 m.

Der Ihlsee ist ohne oberirdischen Zufluß, hat aber einen Abfluß, der – wie die Topographie vermuten läßt – wahrscheinlich künstlich angelegt ist und eine ganzjährige Stauvorrichtung in 27,89 m Höhe ü. NN enthält. Seit Beginn der Wasserstandsmessungen im Jahr 1972 wurde diese Stauhöhe nur im Frühjahr 1975 kurzfristig überschritten, so daß der Ihlsee als weitgehend oberirdisch zu- und abflußlos bezeichnet werden kann. Aufgrund der Grundwasserganglinien (Abb. 66) der im Herbst 1971 eingerichteten drei Beobachtungsbrunnen ist abzuleiten, daß dem Ihlsee aus dem südlichen Bereich aus der Umgebung des Brunnens 3 Grundwasser zuströmt, während im westlichen und östlichen Bereich influente Bedingungen herrschen, also ein unterirdischer Abfluß zur Trave hin erfolgt.

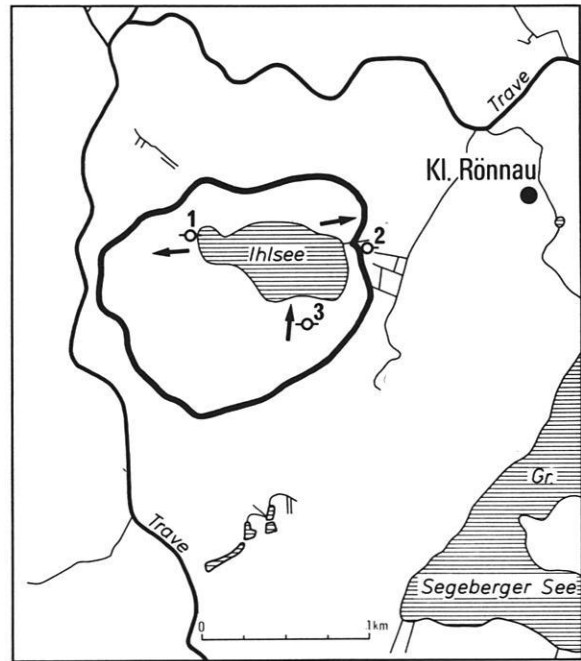


Abb. 65: Das Niederschlagsgebiet des Ihlsees mit seinen vermutlichen Abflußrichtungen des Grundwassers und der benachbarten Niederschlagsstation Kl. Rönnau.

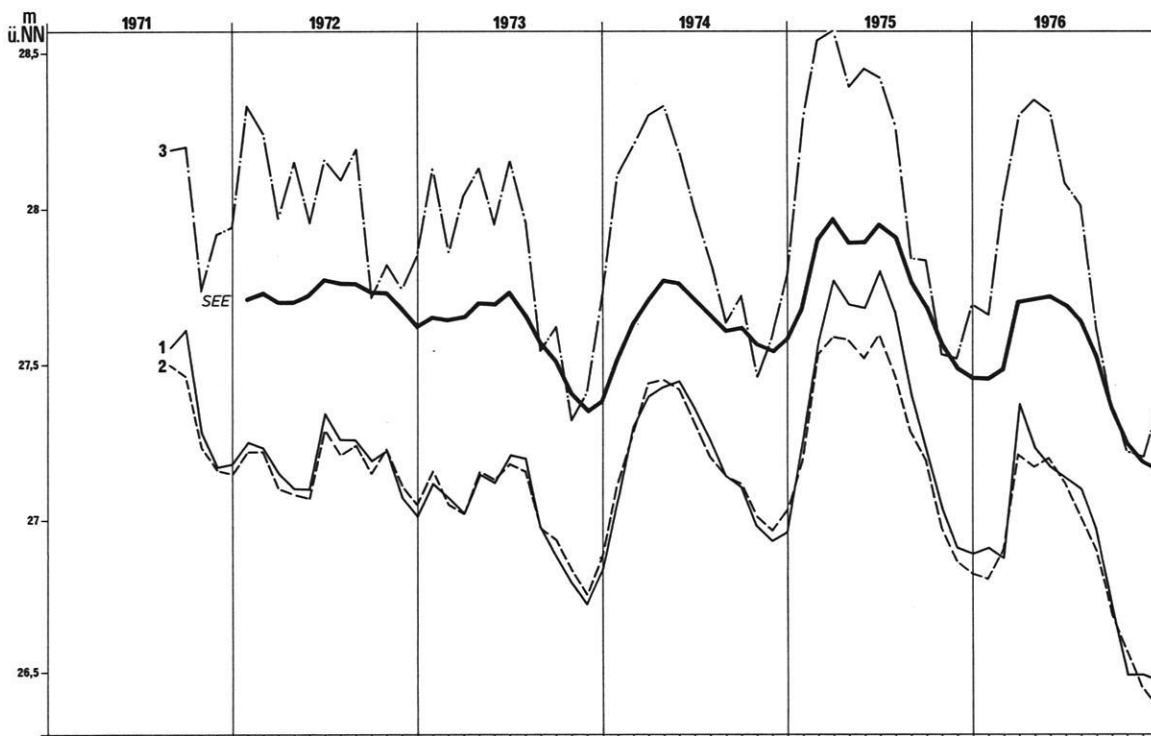


Abb. 66: Wasserstandsganglinie des Ihlsees und Ganglinien des Grundwassers der Brunnen 1–3 (vgl. Abb. 65) für die Jahre 1971–1976.

6.3. Korrelations- und Regressionsanalyse

Wie schon für den Blunker See festgestellt, ergibt sich immer dann ein enger Zusammenhang zwischen Wasserstandsänderung und Niederschlag, wenn die den Wasserhaushalt maßgeblich mitbestimmenden Faktoren wie Verdunstung, Zufluß und Abfluß nur in geringem Umfang oder in gleicher Richtung wie der Niederschlag wirksam werden (hoher Niederschlag – geringe Verdunstung oder hoher Niederschlag – hoher Nettozufluß).

Die Korrelationskoeffizienten, die sich aus der Korrelation der monatlichen Werte der Wasserstandsänderung und des Niederschlags ergeben, sind für die untersuchten Seen in der Tabelle 45 zusammengestellt. Mit 99% Sicherheitswahrscheinlichkeit signifikante Korrelationskoeffizienten sind besonders hervorgehoben.

Ohne den Jahresgang der monatlichen Korrelationskoeffizienten für jeden See im einzelnen zu diskutieren, lassen sich für die jeweiligen Zeitgruppen (1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975) allgemeine Grundzüge

erkennen (vgl. Tab. 45). Für den Zeitraum 1966–1975 ist festzustellen, daß die höchsten und signifikanten Korrelationskoeffizienten im Durchschnitt auf die Monate November, Dezember, April, Juni, September und Oktober entfallen. Damit wird in wesentlichen Zügen ein dem Blunker See entsprechender Jahresgang nachgezeichnet. Allerdings ist für alle Seen der Schwankungsbereich der monatlichen Korrelationskoeffizienten wesentlich höher als für den Blunker See, mit dem der Selenter See die beste Übereinstimmung zeigt und damit den Schluß nahelegt, daß prinzipiell gleiche und in etwa gleicher Relation der beteiligten Faktoren ablaufende Prozesse zugrundeliegen.

Für den Zeitraum 1955–1965 läßt sich – abgesehen vom Kleinen Pönitzer See, Passader See und Postsee, die insgesamt kaum oder gar keine signifikanten Korrelationskoeffizienten aufweisen – gegenüber 1966–1975 eine deutliche Verlagerung der hohen und signifikanten Korrelationskoeffizienten auf die Monate Juli und August feststellen. Gleichzeitig verlieren die Monate Dezember und April an Bedeutung.

Tab. 45: *Monatliche Korrelationskoeffizienten der Beziehung zwischen Wasserstandsänderung und Niederschlag für schleswig-holsteinische Seen für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975. Auf dem 99%-Niveau signifikante Korrelationskoeffizienten sind unterstrichen.*

1954–1975	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O
Einfelder See	<u>0,68</u>	<u>0,62</u>	<u>0,58</u>	0,40	0,37	<u>0,83</u>	0,47	<u>0,78</u>	<u>0,76</u>	<u>0,88</u>	<u>0,79</u>	<u>0,80</u>
Gr. Plöner See	<u>0,88</u>	<u>0,83</u>	0,41	<u>0,63</u>	0,22	<u>0,85</u>	0,37	0,35	<u>0,84</u>	<u>0,84</u>	<u>0,69</u>	<u>0,57</u>
Kl. Plöner See	<u>0,82</u>	<u>0,83</u>	0,35	<u>0,59</u>	0,25	<u>0,62</u>	0,45	0,22	0,17	<u>0,60</u>	0,41	0,32
Wardersee	<u>0,80</u>	<u>0,73</u>	0,14	0,50	0,21	<u>0,52</u>	0,20	<u>0,53</u>	<u>0,79</u>	<u>0,73</u>	0,34	<u>0,84</u>
Selenter See	<u>0,89</u>	<u>0,80</u>	<u>0,79</u>	<u>0,77</u>	0,46	<u>0,82</u>	0,41	<u>0,68</u>	<u>0,80</u>	<u>0,93</u>	<u>0,85</u>	<u>0,55</u>
Bordesholmer See	<u>0,79</u>	<u>0,75</u>	0,31	<u>0,54</u>	0,10	<u>0,71</u>	0,22	<u>0,85</u>	<u>0,84</u>	<u>0,89</u>	<u>0,76</u>	<u>0,78</u>
1955–1965	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O
Einfelder See	0,67	0,08	0,67	0,65	0,32	<u>0,82</u>	<u>0,69</u>	<u>0,78</u>	<u>0,92</u>	<u>0,87</u>	<u>0,89</u>	<u>0,75</u>
Gr. Plöner See	<u>0,88</u>	<u>0,71</u>	<u>0,70</u>	<u>0,73</u>	0,03	0,66	0,68	0,55	<u>0,84</u>	<u>0,80</u>	<u>0,84</u>	0,66
Kl. Plöner See	<u>0,88</u>	<u>0,77</u>	0,35	<u>0,92</u>	0,07	0,31	0,52	0,29	0,23	0,28	0,61	0,33
Wardersee	<u>0,88</u>	0,57	0,50	0,56	0,39	0,34	0,52	0,49	<u>0,92</u>	<u>0,69</u>	<u>0,77</u>	<u>0,76</u>
Selenter See	<u>0,89</u>	0,38	<u>0,89</u>	<u>0,88</u>	0,31	<u>0,74</u>	0,35	<u>0,83</u>	<u>0,95</u>	<u>0,95</u>	<u>0,88</u>	0,30
Bordesholmer See	<u>0,86</u>	0,59	<u>0,75</u>	<u>0,83</u>	-0,04	<u>0,69</u>	<u>0,72</u>	<u>0,80</u>	<u>0,95</u>	<u>0,87</u>	<u>0,75</u>	<u>0,73</u>
Westensee	<u>0,81</u>	0,66	<u>0,85</u>	<u>0,59</u>	0,32	0,60	0,08	0,07	0,65	<u>0,77</u>	<u>0,82</u>	<u>0,74</u>
Schulensee	<u>0,85</u>	0,37	<u>0,76</u>	0,49	0,24	0,26	0,42	<u>0,73</u>	<u>0,86</u>	<u>0,81</u>	0,33	0,68
Sankelmarker See	<u>0,83</u>	0,53	0,42	0,18	<u>0,85</u>	0,00	0,29	0,47	<u>0,98</u>	<u>0,79</u>	0,52	<u>0,76</u>
Kl. Pönitzer See	0,42	<u>0,77</u>	0,46	0,39	0,00	0,21	-0,61	0,41	0,22	0,38	0,64	0,14
Passader See	<u>0,73</u>	<u>0,76</u>	<u>0,90</u>	0,62	-0,11	<u>0,49</u>	-0,05	-0,20	0,24	0,66	0,52	0,46
Postsee	0,38	0,23	0,63	0,18	0,57	0,41	0,25	0,16	0,46	0,63	0,66	0,35
1966–1975	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O
Einfelder See	<u>0,81</u>	<u>0,98</u>	0,62	0,24	0,40	<u>0,82</u>	0,17	<u>0,80</u>	0,53	0,65	0,47	<u>0,85</u>
Gr. Plöner See	<u>0,88</u>	<u>0,87</u>	-0,12	0,61	0,26	<u>0,92</u>	0,26	0,22	<u>0,87</u>	0,32	0,40	<u>0,70</u>
Kl. Plöner See	<u>0,69</u>	<u>0,88</u>	0,20	0,43	0,48	0,66	0,47	0,35	-0,04	0,24	0,22	0,43
Wardersee	<u>0,70</u>	<u>0,86</u>	-0,38	0,48	0,03	0,52	0,26	0,56	0,50	0,47	<u>0,77</u>	<u>0,95</u>
Selenter See	<u>0,91</u>	<u>0,93</u>	0,69	0,59	0,66	<u>0,82</u>	0,48	0,55	0,50	0,37	<u>0,83</u>	<u>0,86</u>
Bordesholmer See	0,67	<u>0,88</u>	-0,41	0,07	0,17	<u>0,64</u>	-0,14	<u>0,90</u>	0,32	0,51	<u>0,86</u>	<u>0,90</u>
Gr. Eutiner See	0,36	<u>0,73</u>	-0,67	0,01	0,20	0,20	0,01	0,64	0,22	-0,20	0,59	-0,11
Kl. Eutiner See	0,62	<u>0,94</u>	0,06	0,10	0,27	<u>0,70</u>	0,07	<u>0,91</u>	0,49	0,69	<u>0,97</u>	0,56
Bistensee	<u>0,86</u>	<u>0,96</u>	0,06	0,22	0,24	<u>0,81</u>	0,46	<u>0,72</u>	0,51	-0,39	<u>0,74</u>	0,42
Blunker See	<u>0,92</u>	<u>0,94</u>	<u>0,77</u>	<u>0,82</u>	<u>0,85</u>	<u>0,94</u>	<u>0,81</u>	<u>0,84</u>	<u>0,70</u>	<u>0,88</u>	<u>0,95</u>	<u>0,97</u>

In der unterschiedlichen Verteilung der Korrelationskoeffizienten für die beiden Zeiträume 1955–1965 und 1966–1975 läßt sich die ebenfalls unterschiedliche Niederschlagsverteilung wiedererkennen. Die hohen Sommerniederschläge der Jahre 1955–1965 sind in der Lage, die übrigen Wasserhaushaltsgrößen zu dominieren, was sich in hohen Korrelationen zwischen Wasserstandsänderung und Niederschlag auswirkt. Eine augenfällige Bestätigung dafür findet sich für 1966–1975 in den vergleichsweise niedrigen Korrelationskoeffizienten der Monate Juni, Juli und August, die den geringen Niederschlägen entsprechen.

Im übergreifenden Zeitraum 1954–1975 ist für die sechs Seen dieser Gruppe aus der Verteilung der Korrelationskoeffizienten das langfristige Durchschnittsverhalten ersichtlich, das insbesondere wegen der schwachen Korrelationen in den Monaten Januar, März und Mai in guter Übereinstimmung mit dem für den Blunker See festgestellten und begründeten Jahresgang steht. Das bedeutet, daß unabhängig von periodisch veränderlichen Niederschlagsverteilungen das Grundmuster der Transformationsprozesse im Untersuchungsraum in vergleichbarer Weise abläuft. Bestehende gebietspezifische Unterschiede lassen sich mit der einfachen Korrelationsanalyse nicht differenzieren.

Der Regressionskoeffizient als Steigungsmaß der Regressionsgeraden gibt unter Berücksichtigung seiner Signifikanz Hinweise auf das Verhältnis der Größen, die die Wasserstandsänderungen bewirken: den unmittelbar auf die Gewässeroberfläche fallenden Niederschlag, der den Wasserspiegel spontan ansteigen läßt, und den mit Verzögerung aus der Umgebung stattfindenden oberirdischen und unterirdischen Abfluß, der für den See Zufluß bedeutet.

Aus den Ganglinien der Seespiegelstände ist abzulesen, daß im allgemeinen in den Wintermonaten eine positive, in den Sommermonaten eine negative Tendenz der Wasserstandsänderung vorherrscht.

Bei Regressionskoeffizienten um 1,0 entspricht – unter der Annahme, daß der gemessene gleich dem tatsächlichen Niederschlag ist – die Höhe des Wasserspiegelanstiegs der des Niederschlags. In den Sommermonaten wird aber erst dann ein effektiver Anstieg erzielt, wenn die absolute Niederschlagsmenge größer als der Verdunstungsbetrag und der Zufluß gleich dem Abfluß ist. Für die Wintermonate sind Regressionskoeffizienten um 1,0 nicht zu erwarten, da in der Regel mit hohem Nettozufluß zu rechnen ist, der die Regressionskoeffizienten ansteigen läßt.

Für die untersuchten Seen sind die Regressionskoeffizienten (Tab. 46) der Sommermonate durchwegs kleiner – allerdings meist größer als 1,0 – als für die Wintermonate. Während im Zeitraum 1955–1965 die höchsten Regressionskoeffizienten in den Monaten November, Dezember und Januar vereinzelt auch in den Monaten Februar bis April vorliegen, ist das für den Zeitraum 1966–1975 vornehmlich nur für den Dezember der Fall. Januar und Februar zeigen nur ge-

ringe Werte, die übrigen Wintermonate sind durch mehr oder weniger hohe Werte gekennzeichnet (Tab. 46).

Negative Regressionskoeffizienten und solche weit unter 1,0 sind in der Regel auf sog. Ausreißer zurückzuführen, die sich bei kleinen Stichprobenumfängen schon sehr bemerkbar machen und die Regression wesentlich beeinflussen können.

Die im Vergleich zum Zeitraum 1966–1975 hohen Niederschläge in den Monaten Juli und August im Zeitraum 1955–1965 fallen in den überwiegend landwirtschaftlich genutzten Niederschlagsgebieten in einer Zeit geringster Vegetationsbedeckung und bewirken damit – entsprechend den Untersuchungen im Blunker Seegebiet – eine relativ früh einsetzende Auffüllung des Bodenwasser- und Grundwasservorrats. Die in dieser Zeit aufgebaute Gebiets-speicherung führt in Verbindung mit den hinsichtlich der Menge durchschnittlichen Niederschlägen der folgenden Wintermonate zu relativ sehr hohen und anhaltenden Abflüssen aus dem Niederschlagsgebiet in die Vorfluter, d.h. in die Seen. Diese Situation zeigt sich anhand der Regressionskoeffizienten, die etwa für den Bordscholmer See, Kleiner Plöner See, Bistensee, Sankelmarker See, Postsee, Westensee und Schulensee für einzelne Monate, für den Wardersee für fast alle Monate überdurchschnittlich hoch sind, und mit einem ausgesprochen unruhigen Ganglinienverlauf, der durch stark heraustretende einzelne Wasserstandsmaxima gekennzeichnet ist, einhergeht.

Überdurchschnittliche Seespiegelanstiege stellen sich dann ein, wenn als Folge hohen Grundwasserstandes oder vollständiger Speichersättigung der gesamte oder größte Teil des Gebietsniederschlags zum Abfluß in Richtung See gelangt. Begünstigt wird der spontane Abfluß in Niederungsgebieten mit stets hohem Grundwasserstand und stark begradigten und ausgebauten Vorflutern wie im Falle des Warderseegebietes.

Mit Hilfe des Regressionskoeffizienten ist es somit möglich, eine Abschätzung des zuflußbedingten Anteils an der Wasserstandsänderung vorzunehmen.

Tab. 46: *Monatliche Regressionskoeffizienten der Beziehung zwischen Wasserstandsänderung und Niederschlag für schleswig-holsteinische Seen für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975. Die jeweils drei höchsten Regressionskoeffizienten sind unterstrichen.*

1954–1975	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O
Einfeldler See	<u>2,24</u>	1,69	1,74	0,84	1,63	<u>2,38</u>	1,06	1,78	1,55	<u>1,91</u>	1,26	1,71
Gr. Plöner See	1,96	<u>2,59</u>	1,55	<u>2,09</u>	1,38	<u>3,12</u>	1,06	1,16	1,34	1,29	1,51	1,20
Kl. Plöner See	2,67	<u>5,20</u>	2,19	<u>3,00</u>	2,79	<u>3,63</u>	2,26	1,22	0,75	2,39	1,80	1,10
Wardersee	<u>7,86</u>	<u>9,25</u>	2,87	<u>7,23</u>	4,45	4,70	2,47	2,02	3,71	6,17	2,91	6,71
Selenter See	1,53	<u>1,99</u>	<u>2,24</u>	1,74	1,53	<u>2,06</u>	0,84	1,04	0,97	1,44	1,05	0,87
Bordesholmer See	<u>2,87</u>	<u>3,45</u>	2,02	<u>2,89</u>	0,72	2,77	0,88	1,64	1,49	2,77	1,39	1,84
1955–1965	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O
Einfeldler See	<u>2,76</u>	0,36	<u>2,23</u>	1,59	1,75	1,68	1,44	1,82	1,50	1,68	1,30	<u>1,94</u>
Gr. Plöner See	1,83	<u>2,24</u>	<u>2,36</u>	1,80	0,16	<u>3,35</u>	1,18	1,61	1,35	0,99	1,96	1,23
Kl. Plöner See	<u>2,67</u>	<u>3,25</u>	2,18	<u>3,25</u>	0,61	2,58	1,72	1,42	1,01	0,99	2,52	1,28
Wardersee	<u>11,95</u>	<u>10,28</u>	<u>9,36</u>	6,55	8,57	6,67	2,51	2,23	5,04	4,08	4,04	8,05
Selenter See	1,88	0,85	<u>2,67</u>	<u>2,20</u>	1,18	<u>2,30</u>	0,51	1,16	1,22	1,28	1,10	0,63
Bordesholmer See	3,62	<u>4,00</u>	<u>4,83</u>	<u>4,32</u>	-0,35	2,91	1,91	1,70	1,67	2,62	1,37	2,44
Westensee	<u>2,88</u>	2,43	<u>4,13</u>	<u>2,53</u>	<u>3,96</u>	2,13	0,31	0,20	0,91	1,35	1,99	2,74
Schulensee	<u>3,70</u>	1,72	<u>4,28</u>	2,21	2,27	1,14	1,01	1,54	2,56	2,58	1,08	<u>4,43</u>
Sankelmarker See	2,43	<u>2,72</u>	1,23	0,52	<u>4,88</u>	0,02	0,34	1,09	1,86	2,97	1,46	<u>3,48</u>
Kl. Pönitzer See	0,96	<u>2,29</u>	<u>2,42</u>	1,10	0,02	0,73	-1,11	1,92	0,45	0,54	<u>2,09</u>	0,38
Passader See	<u>2,16</u>	<u>3,68</u>	<u>3,50</u>	2,01	-0,59	1,22	-0,12	-0,44	0,24	0,50	0,84	0,79
Postsee	3,33	<u>2,56</u>	<u>5,30</u>	1,08	<u>7,63</u>	<u>3,89</u>	0,69	0,37	1,34	2,29	3,02	1,12
1966–1975	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O
Einfeldler See	<u>1,97</u>	<u>2,48</u>	1,76	0,42	1,75	<u>2,54</u>	0,44	1,54	1,00	0,79	0,52	1,61
Gr. Plöner See	<u>2,31</u>	<u>2,78</u>	0,43	2,53	1,83	<u>3,34</u>	1,24	0,83	1,29	0,65	0,77	1,02
Kl. Plöner See	2,62	<u>5,78</u>	0,82	2,93	<u>6,73</u>	3,66	<u>3,81</u>	1,83	0,21	1,67	1,08	1,17
Wardersee	4,63	<u>9,28</u>	-8,30	<u>9,51</u>	0,61	3,48	5,40	2,08	1,16	1,84	2,49	<u>5,69</u>
Selenter See	1,33	<u>2,36</u>	1,71	1,07	<u>2,09</u>	<u>2,10</u>	1,44	0,93	0,45	0,51	1,06	0,91
Bordesholmer See	<u>2,80</u>	<u>3,72</u>	-1,12	0,79	0,78	<u>2,24</u>	0,77	1,72	1,18	1,30	1,23	1,61
Gr. Eutiner See	0,37	<u>1,17</u>	-2,09	0,04	<u>1,06</u>	0,19	0,03	0,73	0,59	-0,45	<u>1,02</u>	-0,20
Kl. Eutiner See	0,88	<u>1,87</u>	0,22	0,32	1,23	1,17	0,36	<u>1,62</u>	1,36	1,45	<u>1,91</u>	1,22
Bistensee	<u>2,34</u>	<u>4,39</u>	0,36	1,01	1,80	<u>5,20</u>	2,17	1,41	0,64	-0,30	1,16	0,52
Blunker See	1,59	<u>2,11</u>	<u>2,40</u>	1,93	1,68	<u>2,11</u>	1,27	1,11	1,47	1,19	1,22	1,34

6.4. Vergleich und Interpretationen der Zeitreihenanalyse

6.4.1. Trendanalyse

Die Trendfunktion approximiert den durchschnittlichen Verlauf der Zeitreihe. Da die Anfangs- und Endwerte einer Reihe einen gewissen Einfluß, der mit zunehmender Reihenlänge geringer wird (PLATE 1974: 26ff), auf die Trendfunktion ausüben, ist eine Extrapolation auf zukünftige Zeiträume nur bedingt vorzunehmen. Lange Reihen besitzen daher in dieser Hinsicht die genaueste Aussagefähigkeit.

Nach PLATE (1974: 30) ist eine statistisch exakte Methode zur Trendeliminierung aus Zeitreihen die Methode der Trendanpassung nach den kleinsten Fehlerquadraten. Sie wurde auf die Zeitreihen der monatlichen Niederschlagssummen ausgewählter Niederschlagsstationen und die der Wasserstandsänderung der 16 untersuchten schleswig-holsteinischen Seen zur Ermittlung des linearen Trends für die drei Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975 angewendet.

Für den Zeitraum 1966–1975 ist für den Niederschlag aller ausgewählter Stationen (Tab. 47) ein signifikanter negativer Trend zu verzeichnen (vgl. Abb. 46). In der Größe der Regressionskoeffizienten zeigt sich ein gewisser regionaler Unterschied: für die im Westteil des Untersuchungsraumes gelegenen Stationen (vgl. Abb. 45) Bordesholm, Brekendorf und Blunk ist der negative Trend für den Zeitraum 1966–1975 größer als für die weiter östlich gelegenen Stationen Plön und Lammershagen. Für den Zeitraum 1955–1965 ist dieser regionale Unterschied bei schwach positivem Trend ebenfalls auszumachen. Der Gesamtzeitraum 1954–1975 weist praktisch keinen Trend auf.

Dem Niederschlag entsprechend ist für den Wasserstand der Seen für 1955–1965 allgemein ein positiver, für 1966–1975 ein negativer Trend zu beobachten. Im Zeitraum 1955–1965 weist die Reihe der monatlichen Wasserstandsänderungen im Gegensatz zu den übrigen Seen nur der Kleine Plöner See einen – wenn auch nur schwachen – negativen Trend auf. Im Zeitraum 1966–1975 heben sich die negativen Trends von Einfeldler-,

Tab. 47: Regressionskoeffizienten der Trendgeraden für die Zeitreihen der monatlichen Wasserstandsänderung ΔW , der monatlichen Mittelwasserstände MW und der monatlichen Niederschlagssummen N für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975. Regressionskoeffizienten auf dem 95%-Signifikanzniveau sind unterstrichen.

	1954–1975		1955–1965		1966–1975	
	ΔW	MW	ΔW	MW	ΔW	MW
Einfelder See	-0,053	-0,170	0,065	-0,187	<u>-0,201</u>	-0,806
Gr. Plöner See	-0,016	0,006	0,133	-0,025	-0,093	<u>-0,149</u>
Kl. Plöner See	-0,090	-0,069	-0,040	-0,053	<u>-0,215</u>	<u>-0,339</u>
Wardersee	-0,034	-0,045	<u>0,215</u>	-0,009	-0,046	<u>-0,390</u>
Selenter See	-0,025	-0,018	0,092	0,001	-0,094	<u>-0,157</u>
Bordesholmer See	0,007	-0,088	<u>0,190</u>	<u>-0,223</u>	-0,062	<u>-0,251</u>
Gr. Eutiner See					-0,012	-0,049
Kl. Eutiner See					-0,055	<u>-0,206</u>
Bistensee					0,077	<u>-0,206</u>
Blunker See					<u>-0,447</u>	<u>-1,282</u>
Westensee			0,055			
Schulensee			0,074	0,023		
Sankelmarker See			0,073			
Kl. Pönitzer See			0,074	0,081		
Passader See			0,155	0,021		
Postsee			<u>0,158</u>	0,018		
	N		N		N	
Plön	-0,021		0,037		<u>-0,197</u>	
Bordesholm	-0,011		0,082		<u>-0,255</u>	
Lammershagen	0,002		0,022		<u>-0,157</u>	
Brekendorf					<u>-0,226</u>	
Blunk					<u>-0,237</u>	

Kleinen Plöner See und Blunker See deutlich gegen die anderen Seen ab. Bemerkenswert ist der schwach positive Trend der Wasserstandsänderung des Bistensees bei einem so deutlichen negativen Trend der Niederschläge (Brekendorf) für den gleichen Zeitraum. Es ist wahrscheinlich, daß dieses Trendverhalten Inhomogenitäten anzeigt, die durch Stau infolge von Baumaßnahmen an den beiden Ausflüssen in den Jahren 1974 und 1975 (mdl. Auskunft vom LWK Kiel) hervorgerufen wurden. Durch den Stau wurde der ohnehin in den Jahren 1974 und 1975 stattfindende Wasserspiegelanstieg erheblich verstärkt (vgl. Abb. 50).

Die Trends der Mittelwasserstände, die schon in den Ganglinien erkennbar sind, entsprechen in der Tendenz in der Regel denen der Wasserstandsänderung, sind aber durchwegs, wie durch die Regressionskoeffizienten der Trendgeraden angezeigt, erheblich größer.

6.4.2. Autokorrelationsanalyse

Die Autokorrelationsanalyse gibt mit den Autokorrelationskoeffizienten und deren graphischer Darstellung im Korrelogramm Auskunft über die Erhaltungsneigung (Persistenz) und die Periodizität eines Prozesses.

Die Signifikanzgrenzen im folgenden entsprechen der Abb. 38. Da in der Regel die Korrelogramme der verschiedenen langen Zeiträume (1955–1965, 1966–1975, 1954–1975) in den Diagrammen zusammen dargestellt sind, wurde aus Gründen der Übersichtlichkeit darauf verzichtet, die jeweiligen Signifikanzschranken einzuzichnen.

In den Korrelogrammen der monatlichen Niederschlagssummen der Station Plön (Abb. 67), die als hinreichend repräsentativ für die ostholsteinischen Niederschlagsgebiete angesehen werden kann, wird für den Gesamtzeitraum 1954–1975 sowie für den Teilzeitraum 1955–1965 jeweils eine auf dem 95%-Niveau signifikante Jahresperiode ausgewiesen. Für die Zeit 1966–1975 ist die Jahresperiode nicht signifikant. Im Gegensatz zum Zeitraum 1955–1965 bestehen daneben deutliche, wengleich ebenfalls nicht signifikante Halbjahresperioden, die den im Kap. 6.1.2. beschriebenen Wechsel in der Lage der jährlichen Niederschlagsmaxima zwischen Juli/August einerseits und November/Dezember andererseits wiedergeben. Diese Unstetigkeit in der Verteilung der Niederschläge kommt auch darin zum Ausdruck, daß die Jahresperiode bei $k = 24$ nicht wiederholt wird, wie es für 1955–1965 deutlich der Fall ist.

Die Erhaltungsneigung von einem Monat, die allein für den Zeitraum 1966–1975 ausgewiesen wird, erklärt sich aus der über die Monate und Halbjahre hinweg durchschnittlich gleichmäßigeren Niederschlagsverteilung, als das für den Zeitraum 1955–1965 der Fall ist.

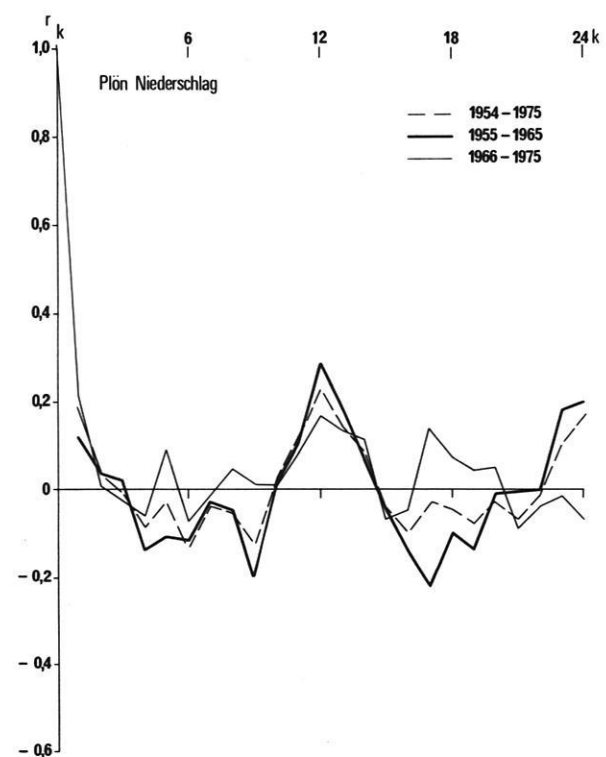


Abb. 67: Korrelogramme der Niederschläge der Station Plön für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975.

Nach Entfernung der Jahresperiode – unter Anwendung des einfachen Verfahrens der Mittelungsmethode (vgl. PLATE 1972: 8–10) – entspricht die verbleibende Reihe z. B. des Zeitraumes 1954–1975 einem stochastischen Prozeß, der durch eine autoregressive lineare Gleichung 1. Ordnung bzw. durch ein Markov-Modell 1. Ordnung (YEVJEVICH 1972: 21–28) vollständig beschrieben werden kann. D.h., der wahrscheinliche zukünftige Verlauf des Prozesses ist allein aus der gegenwärtigen Situation auf der Grundlage des 1. Autokorrelationskoeffizienten vorhersagbar.

Der unmittelbare Vergleich der Wasserstandsänderungen der beiden Zeiträume 1955–1965 und 1966–1975 ist nur für die sechs Seen mit Beobachtungen für den Gesamtzeitraum 1954–1975 möglich: Einfeldsee, Großer Plöner See, Kleiner Plöner See, Wardersee, Selenter See und Bordesholmer See. Für die Zeit 1955–1965 zeigen – bis auf den Wardersee, dessen Reihe einer Zufallsreihe sehr nahe kommt – deren Korrelogramme signifikante (95%) bis hochsignifikante (99%) Jahresperioden (Abb. 68–73). Im Gegensatz zum Zeitraum 1955–1965 unterscheiden sich die Korrelogramme aller sechs Seen für 1966–1975 durch die deutlich ausgeprägte Jahresperiode mit sehr hohen Korrelationskoeffizienten, die weit über denen für 1955–1965 liegen. Darin macht sich der Einfluß regelmäßiger und stark

wirksamer saisonaler Faktoren wie Temperatur und Verdunstung geltend. Während 1955–1965 das durchschnittliche Niederschlagsmaximum in den Monaten Juli/August fiel, in denen aufgrund der Temperatur auch die höchste potentielle Verdunstung zu erwarten ist, lag das Niederschlagsmaximum 1966–1975 nur gelegentlich in diesen Monaten, so daß die hohe potentielle Verdunstung in größerem Umfang für die freien Wasserflächen wirksam werden konnte.

Die Korrelogramme des Selenter Sees (Abb. 72) und Einfeldsee (Abb. 68) zeigen für alle drei Zeiträume bei hohen Autokorrelationen und einer Erhaltungsneigung von mindestens einem Monat sehr gleichmäßige und gleichförmige Schwingungen. Im Gegensatz dazu sind Bordesholmer See, Großer und Kleiner Plöner See und Wardersee zu sehen, deren Korrelogramme denen des Niederschlags weitgehend entsprechen. Nach Entfernung der als wesentlichste Periode anzusehenden Jahresperiode sind die verbleibenden Reihen durch Markov-Modelle 1. und 2. Ordnung sehr gut zu beschreiben.

Für den gesamten Untersuchungsraum läßt sich verallgemeinern: je größer die zeitliche Übereinstimmung im Jahresgang der saisonal bestimmten Verdunstung und des Niederschlags ist, desto schwächer ist die Jahresperiode der Wasserstandsänderung ausgeprägt und desto geringer sind die jährlichen negativen Wasserstandsänderungen.

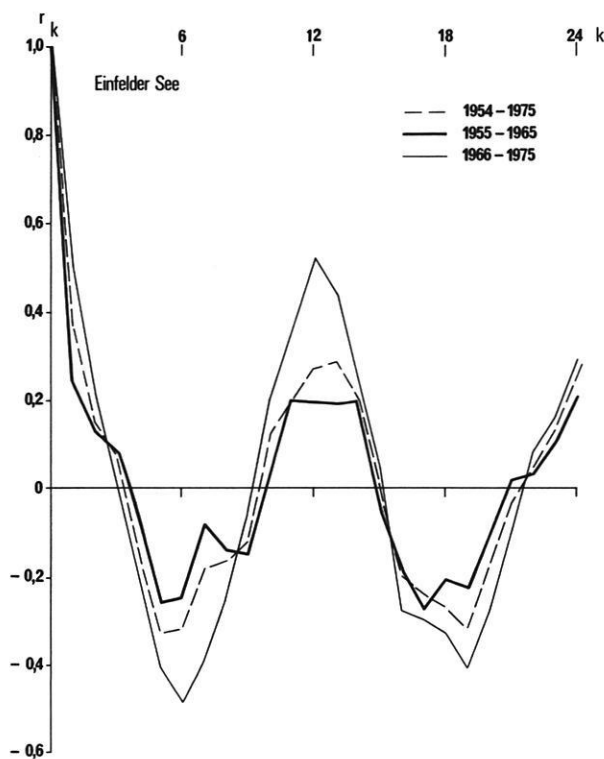


Abb. 68: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen des Einfeldsee für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975.

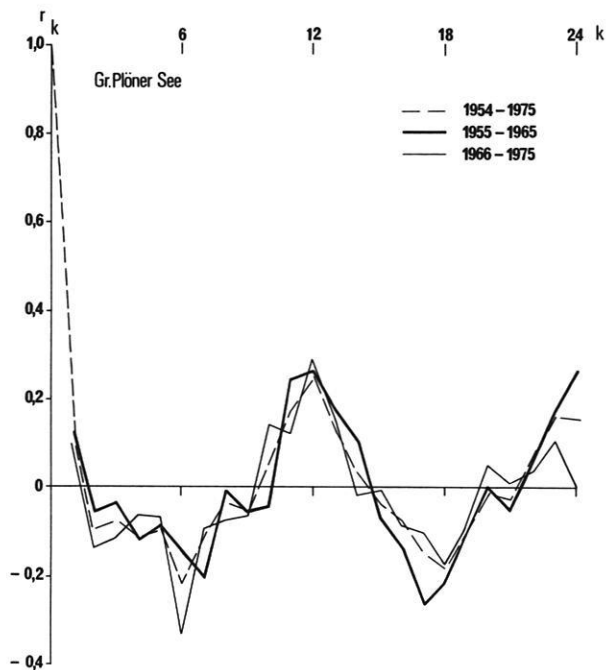


Abb. 69: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen des Großen Plöner Sees für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975.

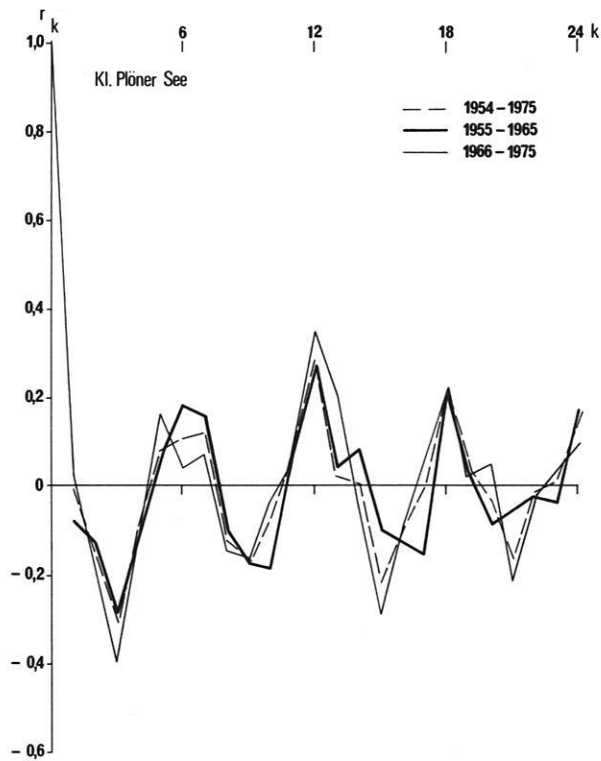


Abb. 70: Correlogramme der Wasserstandsänderungen des Kleinen Plöner Sees für die Zeiträume 1954-1975, 1955-1965 und 1966-1975.

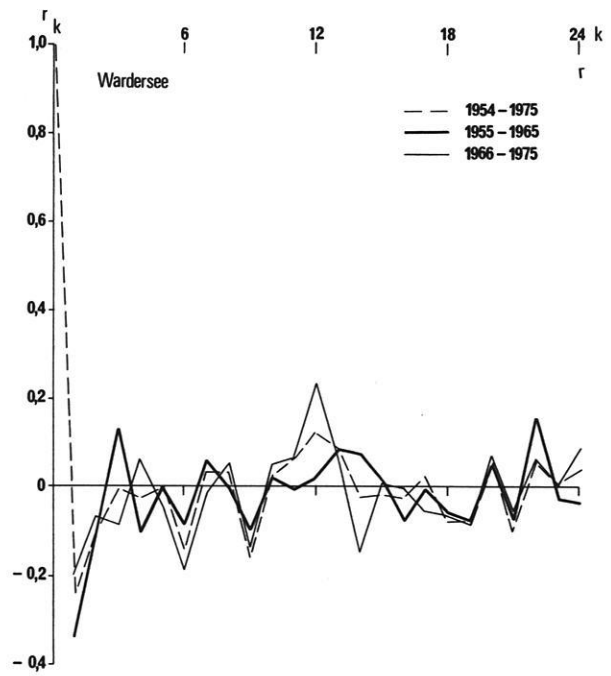


Abb. 71: Correlogramme der Wasserstandsänderungen des Wardersees für die Zeiträume 1954-1975, 1955-1965 und 1966-1975.

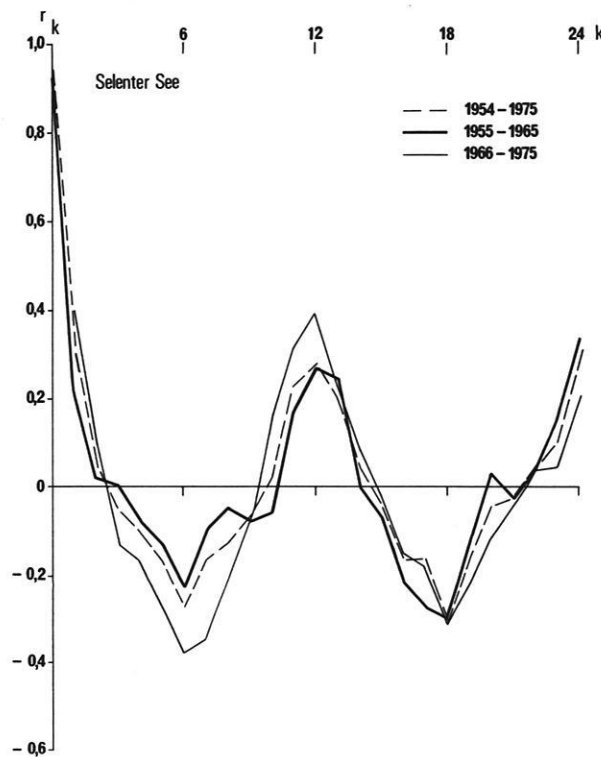


Abb. 72: Correlogramme der Wasserstandsänderungen des Selenter Sees für die Zeiträume 1954-1975, 1955-1965 und 1966-1975.

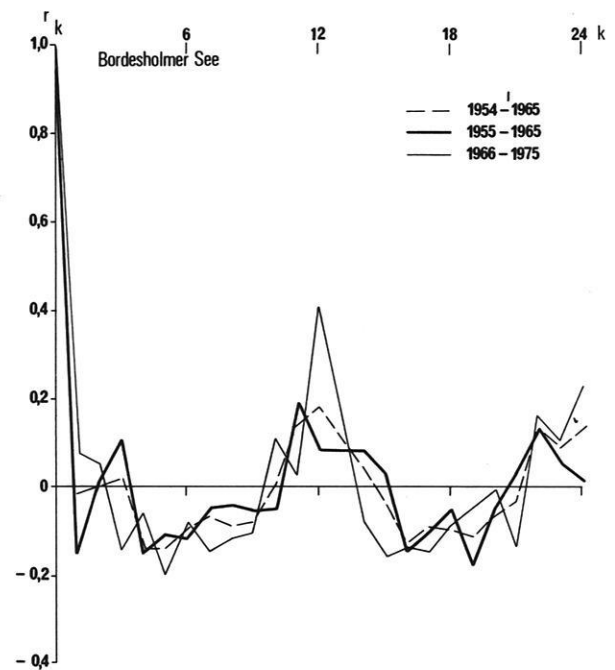


Abb. 73: Correlogramme der Wasserstandsänderungen des Bordscholmer Sees für die Zeiträume 1954-1975, 1955-1965 und 1966-1975.

Während sich für den Großen Plöner See die Korrelogramme aller drei Zeiträume weitgehend gleichen, unterscheiden sich die der anderen vorgenannten Seen insbesondere zwischen den Teilzeiträumen z. T. recht erheblich. Der Große Plöner See scheint offensichtlich unempfindlich auf Veränderungen in der Verteilung der Niederschläge zu reagieren, was möglicherweise auf das große Niederschlagsgebiet oder auf die große Wasserfläche zurückzuführen ist.

Im unmittelbaren Vergleich der Korrelogramme von Einfelder, Selenter und Großen Plöner See für den Zeitraum 1966–1975 mit dem des Blunker Sees in Abb. 38 zeigt sich die fast vollständige Übereinstimmung von Einfelder und Blunker See (vgl. Abb. 74).

Die Korrelogramme vom Westensee, Schulensee, Sankelmarker See, Kleinen Pönitzer See, Passader See und Postsee für den Zeitraum 1955–1965 sind dem Korrelogramm des Wardersees vergleichbar und deuten in ihrer Struktur kurzperiodische, unregelmäßige Schwankungen der Wasserstandsänderung an. Eine auf dem 95%-Niveau signifikante Jahresperiode läßt nur der Postsee erkennen (Abb. 75). Abhängigkeiten der Wasserstandsänderung von vorangegangenen Werten bestehen nicht. Die geringe Autokorrelation dieser Seen wie auch des Wardersees wird gekennzeichnet durch den z. T. hohen negativen Wert des Autokorrelationskoeffizienten r_1 . Das bedeutet, daß auf einen hohen Wasserstand schon im nächsten Monat ein niedriger Wasserstand folgt.

Die Eutiner Seen zeigen in ihren Korrelogrammen (Abb. 76) für den Zeitraum 1966–1975 eine zweigipflige Jahresperiode, die jedoch nur für den Großen Eutiner See signifikant (95%) ist. Bei weitgehender Übereinstimmung in der Konfiguration der Korrelogramme, präsentiert sich die Reihe des Kleinen Eutiner Sees durch einen positiven r_1 als höher autokorreliert. Das Bistensee-Korrelogramm (Abb. 77) ist dem des Wardersees für den gleichen Zeitraum 1966–1975 mit ebenfalls signifikanter Jahresperiode sehr ähnlich.

Die Korrelogramme der monatlichen Mittelwasserstände bieten im Prinzip die gleiche Information wie die der monatlichen Wasserstandsänderungen. Allerdings kommen die halbjahres- und jahresperiodischen Anteile – soweit überhaupt vorhanden – in den ausgeglicheneren Korrelogrammen der Mittelwasserstände deutlicher zum Ausdruck.

Die z. T. sehr hohen Erhaltungsneigungen sind insbesondere für die Mittelwasserstände des Einfelder und Selenter Sees (Abb. 78) wohl darauf zurückzuführen, daß der Trend über den linearen Regressionsansatz nicht vollständig entfernt wurde, da entweder eine längere Periode oder ein nicht linearer Trend diesen Reihen zugrundeliegt, der gegebenenfalls über ein Polynom höherer Ordnung zu bestimmen wäre.

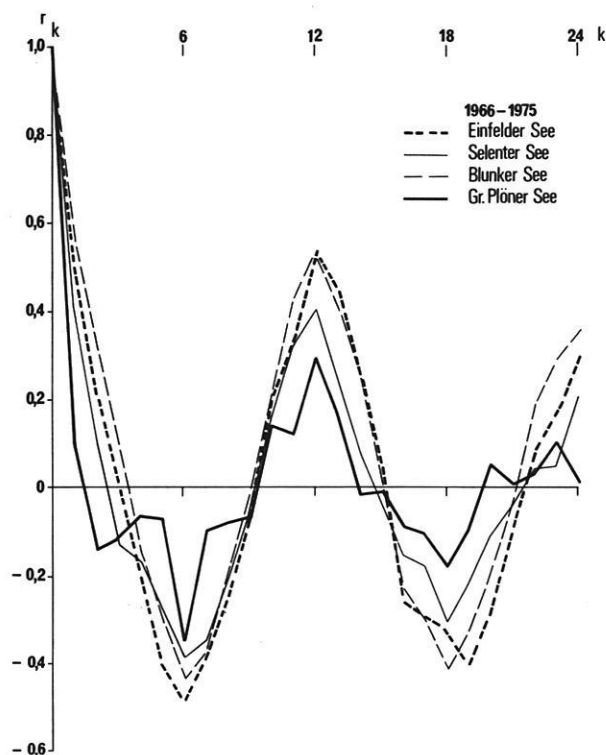


Abb. 74: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen des Einfelder Sees, Gr. Plöner Sees, Selenter Sees und Blunker Sees für den Zeitraum 1966–1975.

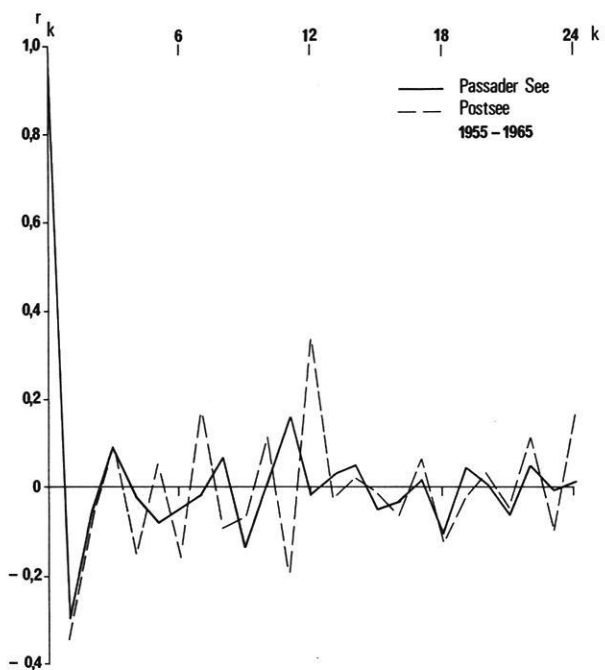


Abb. 75: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen des Postsees und des Passader Sees für den Zeitraum 1955–1965.

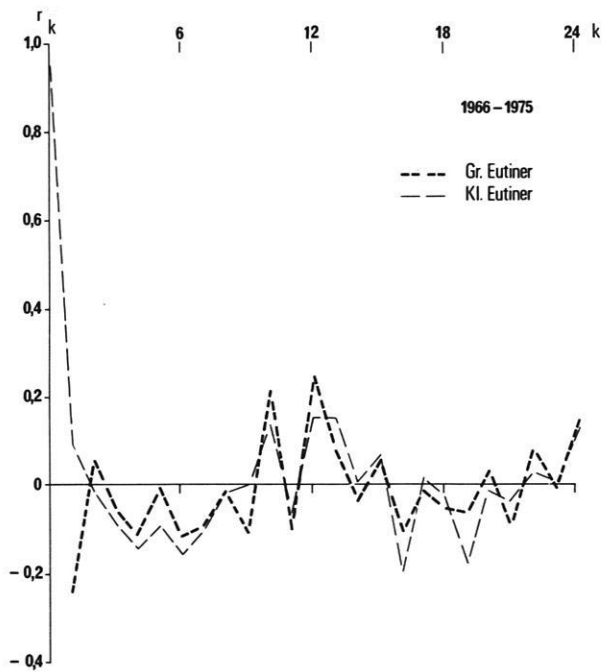


Abb. 76: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen des Gr. Eutiner Sees und des Kl. Eutiner Sees für den Zeitraum 1966–1975.

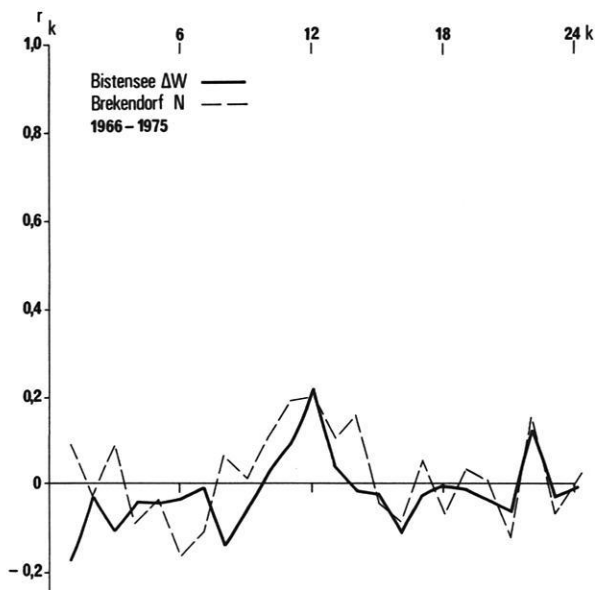


Abb. 77: Korrelogramme der Wasserstandsänderungen des Bistensees und der Niederschläge der Station Brekendorf für 1966–1975.

Durch den Grad der Akzentuierung der periodischen Anteile und durch die Größe der Erhaltungsneigung erlauben die Korrelogramme der Mittelwasserstände Rückschlüsse auf die durchschnittlichen Wasserspiegelschwankungen in den Monaten. Seen mit sehr hohen Erhaltungsneigungen sind durch kontinuierliche und gleichmäßig auf- bzw. absteigende Wasserstände in den einzelnen Monaten sowie über mehrere Monate hinweg gekennzeichnet, was sich schon in deren relativ gleichförmigen Ganglinienschwingungen zeigt (Abb. 50). Die Ganglinien von Seen mit geringen Erhaltungsneigungen sind durch rasche Wechsel der Tendenz der Spiegelschwankung in der Größenordnung von Tagen und Wochen geprägt.

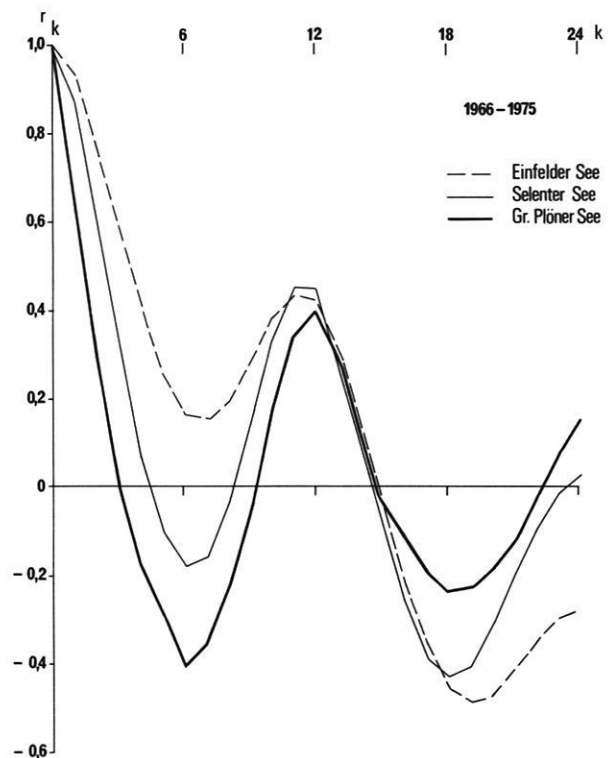


Abb. 78: Korrelogramme der Mittelwasserstände des Einfelder Sees, Selenter Sees und Gr. Plöner Sees für den Zeitraum 1966–1975.

6.4.3. Spektralanalyse

Im Gegensatz zur Autokorrelationsanalyse ist es mit der Spektralanalyse möglich, die am gesamten Prozeß einer Zeitreihe beteiligten Schwingungen entsprechend dem vorgewählten Lag-Abstand nach Frequenzen bzw. – nach Transformation in die Zeitdimension – nach Perioden getrennt aufzufächern und im Dichtespektrum darzustellen. Unmittelbar vergleichbar sind bei einem festen Lag-Abstand allerdings nur Zeitreihen gleicher Länge, d.h. im Rahmen dieser Untersuchung die beiden etwa gleichlangen Zeiträume 1955–1965 und 1966–1975.

Es sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, daß die Zeitreihen dieser Beobachtungszeiträume mit 11 bzw. 10 Jahren an der unteren Grenze liegen, um sinnvolle und zuverlässige Aussagen aus den Spektren zu gewinnen. Aufgrund der Kürze der Zeiträume kann nur mit Lag-Abständen von $n/4$ bis $n/6$ gerechnet werden. Das hat zur Folge, daß die Aussagenschärfe mangels genügender Auflösung in Frequenzbänder zugunsten einer notwendigen statistischen Aussagesicherheit in Kauf genommen werden muß (vgl. Kap. 5.4.5.). Das Spektrum des umfassenden Zeitraumes 1954–1975 bietet bei insgesamt besserer statistischer Sicherheit auch die größere Interpretationssicherheit der durchschnittlichen Verhältnisse.

(Die 95%-Signifikanzgrenze der im folgenden dargestellten Dichtespektren entspricht für die Zeiträume 1955–1965 und 1966–1975 der in der Abb. 41 eingezeichneten; für den Zeitraum 1954–1975 liegt sie bei einer etwas geringeren Spektraldichte. Signifikant steht im folgenden für signifikant auf dem 95%-Niveau.)

Die normierten Dichte-Spektren der monatlichen Niederschlagssummen, in Abb. 79 dargestellt am Beispiel der Niederschlagsstation Bordesholm, bestätigt weitgehend die anhand des Korrelogramms für die Niederschlagsstation Plön analysierten Ergebnisse. Die Jahresperiode ist auf dem 95%-Niveau signifikant für die Zeiträume 1954–1975 und 1955–1965, für den Zeitraum 1966–1975 dagegen nicht. Für 1966–1975 ergibt sich ein langperiodischer Anteil, der entweder tatsächlich vorhanden ist oder auf eine nicht ausreichende Trendeliminierung zurückzuführen ist. Die in allen drei Zeiträumen ausgewiesene, jedoch nicht signifikante Halbjahresperiode wird für 1966–1975 durch eine Viermonatsperiode ergänzt.

Werden die im Spektrum auf die Frequenzen bzw. Perioden aufgeteilten Varianzanteile der Gesamtvarianz des Prozesses aufsummiert, so zeigt sich, daß die Varianzsummen der lang- und mittelperiodischen Anteile (bis etwa Halbjahresperiode) für die Zeiträume 1955–1965 und 1966–1975 nur um 5% differieren und daß auf diese Anteile nur insgesamt 40–45% der Gesamtvarianz entfallen (Abb. 80). Die hochfrequenten bzw. kurzperiodischen Anteile tragen demnach zum überwiegenden Teil zur Gesamtvarianz des Niederschlagsprozesses bei.

Regionale Unterschiede werden im Vergleich der Niederschlagsstationen Blunk, Plön und Brekendorf (vgl. Abb. 81) deutlich. Während für Plön – wie auch für Bordesholm (Abb. 79) – die Jahresperiode nicht signifikant ist, ist sie es für Blunk und Brekendorf. Darüber hinaus ergeben sich hinsichtlich der Halbjahres- und kurzfristigen Perioden beachtliche Unterschiede: Die Stationen Blunk und Plön erweisen sich im Spektrum für diese Perioden als nahezu gleich. Brekendorf dagegen zeigt keine deutliche Halbjahresperiode, dafür gewinnen die Drei- und Vier-Monatsperioden erheblich an Bedeutung. Diese Unterschiede sind ganz offensichtlich auf ver-

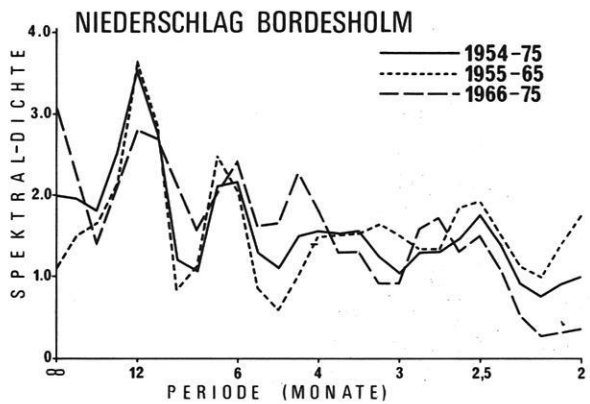


Abb. 79: Periodogramme (Spektrum) der Niederschläge der Station Bordesholm für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975.

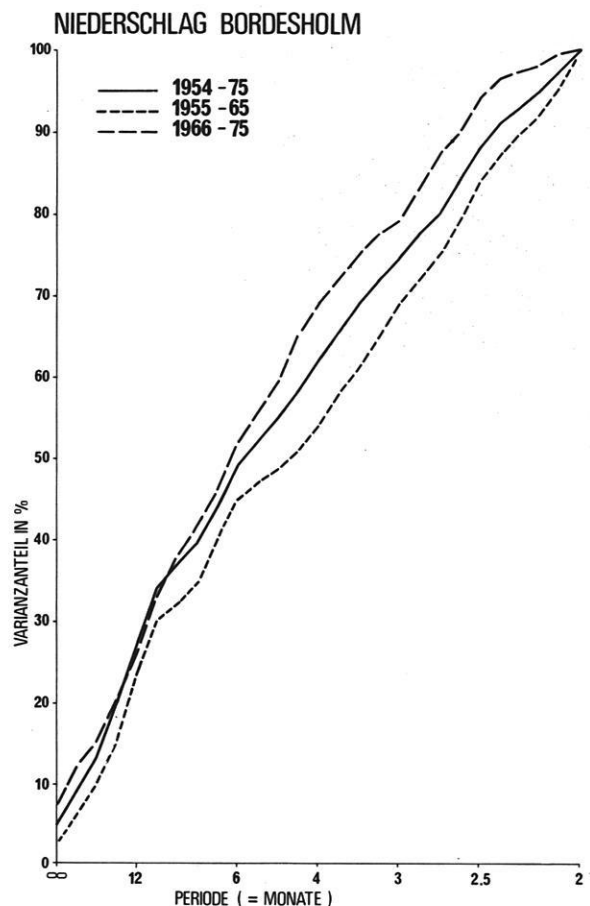


Abb. 80: Varianzsummenkurven der Niederschläge der Station Bordesholm für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975.

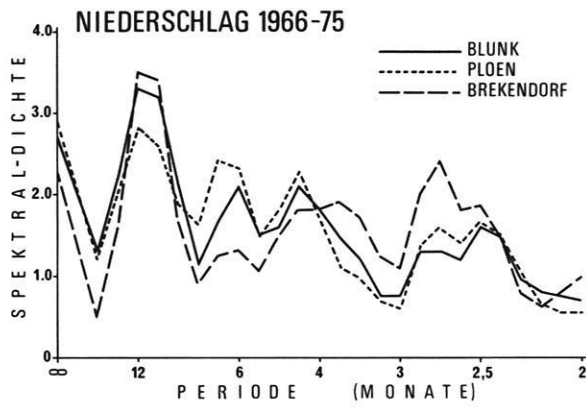


Abb. 81: Periodogramme (Spektren) der Niederschläge der Stationen Blunk, Plöen und Brekendorf für den Zeitraum 1966–1975.

schiedene Niederschlagsregime Schleswig-Holsteins zurückzuführen, die begründet sind in der Wirksamkeit der Topographie (vgl. OLBRÜCK 1967), der Entfernung zur Küste und möglicherweise in der Lage zu den durchziehenden zyklonalen Fronten.

Wie sich schon bei der Analyse der Korrelogramme für die Zeitreihen der Wasserstandsänderungen der Seen abzeichnete, bestehen hinsichtlich der jahres-, halbjahres- und kurzperiodischen Anteile sowohl zwischen den einzelnen Seen als auch zwischen den untersuchten Teilzeiträumen beträchtliche Unterschiede, die allerdings zwischen den Seen größer sind und im Vergleich zum Niederschlag als überwiegend see- bzw. gebietsspezifisch angenommen werden müssen.

Von den sechs Seen des Zeitraumes 1954–1975 zeichnen sich der Einfelder See, Selenter See und Große Plöner See durch hochsignifikante Jahresperioden für alle drei Zeiträume aus (Abb. 82–84). Im Spektrum des Einfelder Sees erscheint neben der beherrschenden Jahresperiode für 1955–1965 und 1954–1975 noch eine Drei- bis Viermonatsperiode, die sich nach Eliminierung der Jahresperiode (für 1954–1975) noch verstärkt (Abb. 82), sich aber für 1966–1975 im „Rauschen“ der höherfrequenten Perioden verliert. Die Eliminierung der Jahresperiode erfolgte auch hier nach der Mittelungsmethode (vgl. PLATE 1972: 8–10).

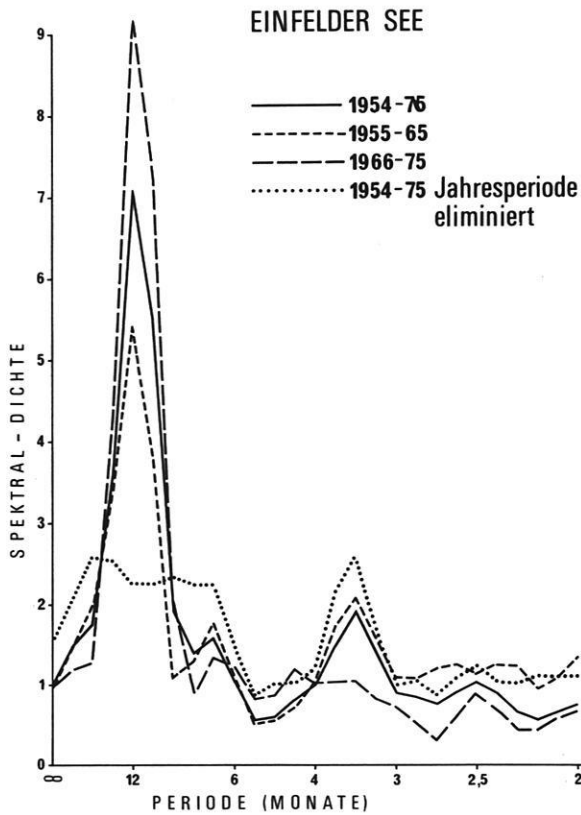


Abb. 82: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Einfelder Sees für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975 und Periodogramm für den Zeitzeitraum 1954–1975 mit eliminiertes Jahresperiode.

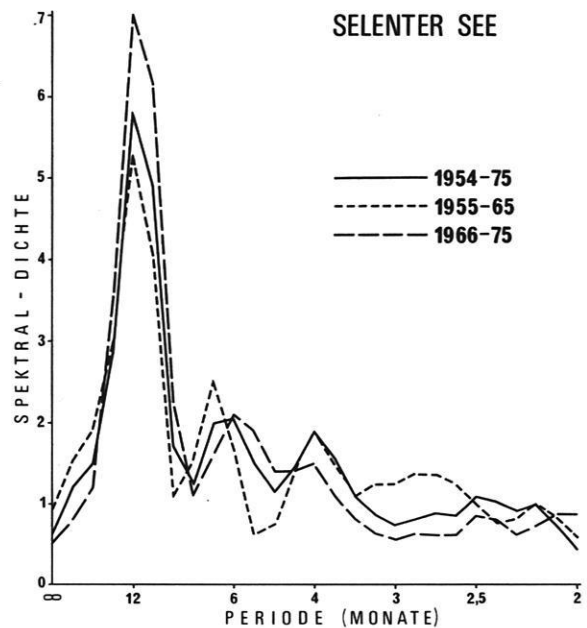


Abb. 83: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Selenter Sees für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975.

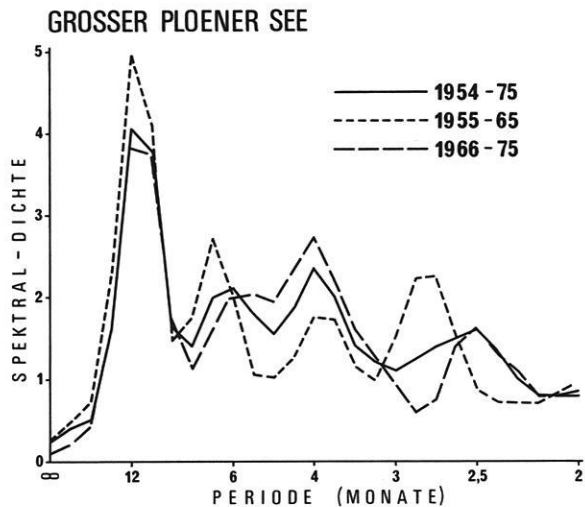


Abb. 84: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Großen Plöner Sees für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975.

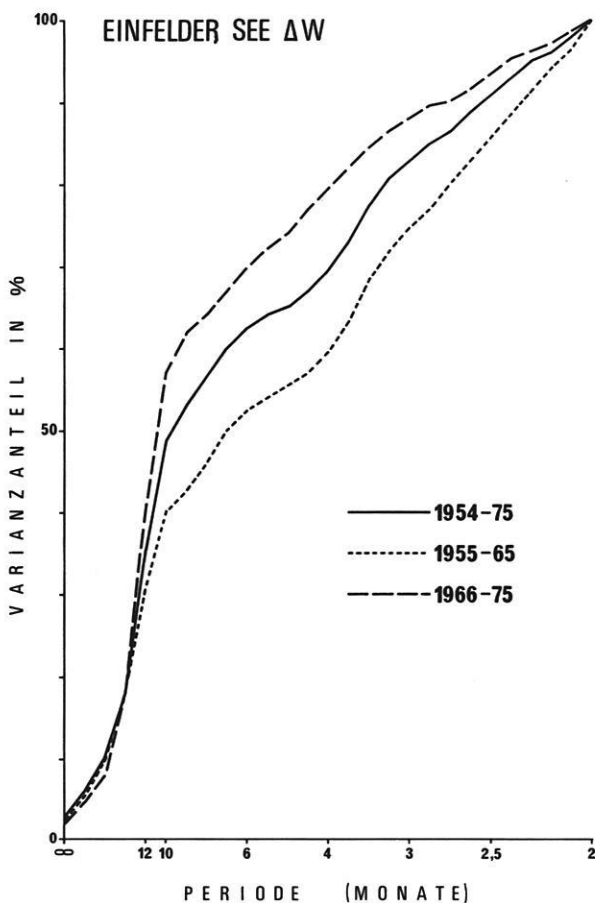


Abb. 85: Varianzsummenkurven der Wasserstandsänderungen des Einfelder Sees für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975.

Der Vergleich der aufsummierten Varianzen erbringt für den Einfelder See für die Perioden bis einschließlich der 10,4-Monatsperiode zwischen 1955–1965 mit 40% und 1966–1975 mit 57% einen beträchtlichen Unterschied (Abb. 85). Aus den Summenkurven der Varianz ist besser als aus den Spektren selbst zu entnehmen, daß die kurzen Perioden für 1966–1975 einen vergleichsweise geringen Beitrag zur Gesamtvarianz leisten.

Für den Selenter See sind die Unterschiede zwischen beiden Teilzeiträumen vergleichsweise gering. Die Spektren des Großen Plöner Sees für 1955–1965 und 1966–1975 (Abb. 84) zeigen abgesehen von der Jahresperiode zwischen 1955–1965 mit einer deutlichen Halbjahres- und Dreimonatsperiode und 1966–1975 mit einer starken Viermonatsperiode Unterschiede, die als Folge der unterschiedlichen Niederschlagsverteilung zu werten sind und in den Korrelogrammen nicht zur Geltung kamen.

Der Bordscholmer See zeigt in den Spektren für 1966–1975 und 1954–1975 (Abb. 86) bei signifikanter Jahresperiode relativ hohe, wenngleich nicht signifikante Spektraldichten im Periodenbereich vier Monate. Für 1955–1965 wird die nichtsignifikante Jahresperiode übertrifft durch signifikante Zwei- bis Dreimonatsperioden. Mit diesem erheblichen Unterschied zwischen den beiden Teilzeiträumen setzt sich der Bordscholmer See gegen die drei vorgenannten Seen deutlich ab und läßt damit erhebliche Unterschiede in der Reaktion auf die unterschiedliche Niederschlagsverteilung erkennen. Der Kleine Plöner See ist im Gegensatz zu allen übrigen Seen durch eine überragende und hochsignifikante Halbjahresperiode und einer sehr viel schwächeren 2,5-Monatsperiode gekennzeichnet bei sehr geringen Abweichungen zwischen den drei Zeiträumen (Abb. 87).

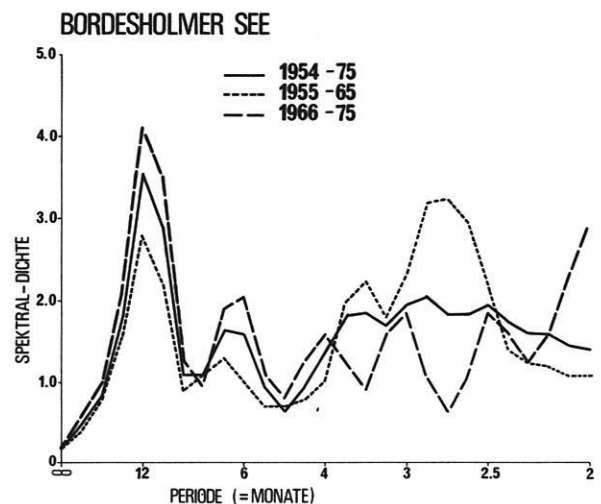


Abb. 86: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Bordscholmer Sees für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975.

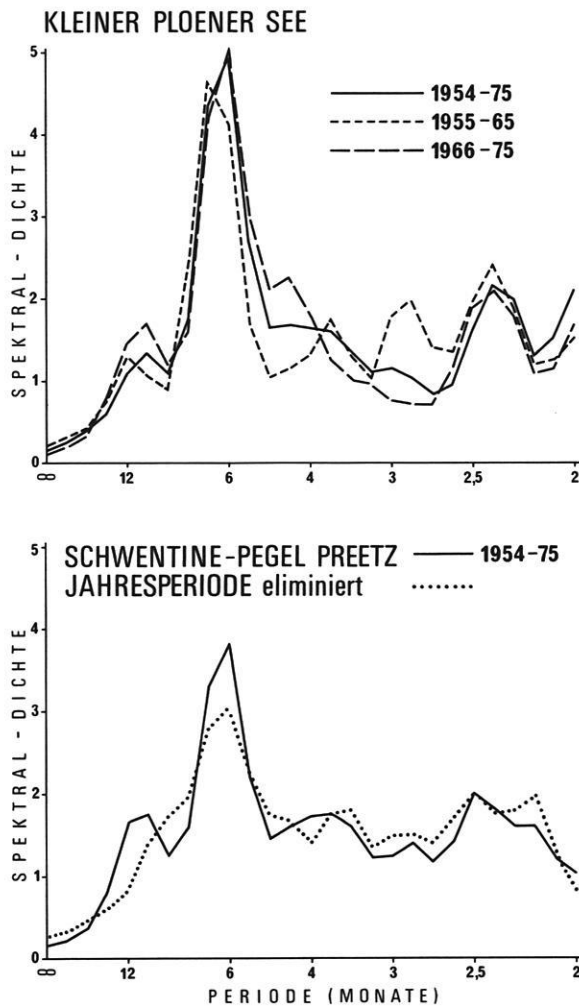


Abb. 87: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Kl. Plöner Sees und der Schwentine am Pegel Preetz für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975.

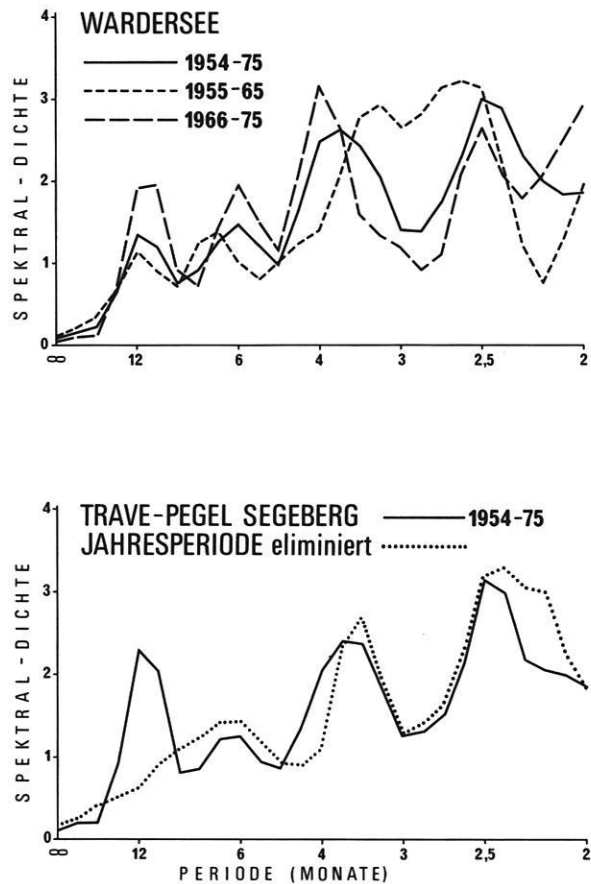


Abb. 88: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Wardersees und der Trave am Pegel 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975.

In den Spektren des Wardersees ist das Maximum der Gesamtvarianz in den kurzen Perioden konzentriert. Für 1955–1965 ergibt sich wie für den Bordscholmer See eine signifikante 2,5-, für 1966–1975 eine signifikante Viermonatsperiode (Abb. 88).

Im Vergleich der sechs Seen mit 22jähriger Beobachtungsdauer untereinander treten die schon in den Korrelogrammen aufgedeckten Unterschiede durch die Spektren sehr viel differenzierter in Erscheinung. Über die Summenkurven der Gesamtvarianz sind diese Unterschiede zu quantifizieren und anschaulich darzustellen (Abb. 89).

Die Reaktion der Seen und ihrer Niederschlagsgebiete auf die unterschiedliche Verteilung der Niederschläge in den beiden untersuchten Teilzeiträumen erfolgt – wie im

einzelnen schon beschrieben und in den Spektren erkennbar – sowohl in der Jahresperiode als auch in den kurzperiodischen Anteilen in unterschiedlicher Weise und Größenordnung.

Die Konfiguration der Spektren des Großen Eutiner Sees und des Kleinen Eutiner Sees sind einander sehr ähnlich (Abb. 90). Während die Jahresperiode des Kleinen Eutiner Sees signifikant und die zweite wichtige Periode, die 2,5-Monatsperiode nicht signifikant ist, verhalten sich die des Großen Eutiner Sees hinsichtlich Bedeutung und Signifikanz genau entgegengesetzt.

Westensee, Schulensee, Sankelmarker See, Kleiner Pönitzer See, Postsee und Passader See für den Zeitraum 1955–1965 (Abb. 91–93) und der Bistensee für 1966–1975 (Abb. 94) sind durch Spektren gekennzeichnet, die denen des Wardersees mehr oder weniger gleichen.

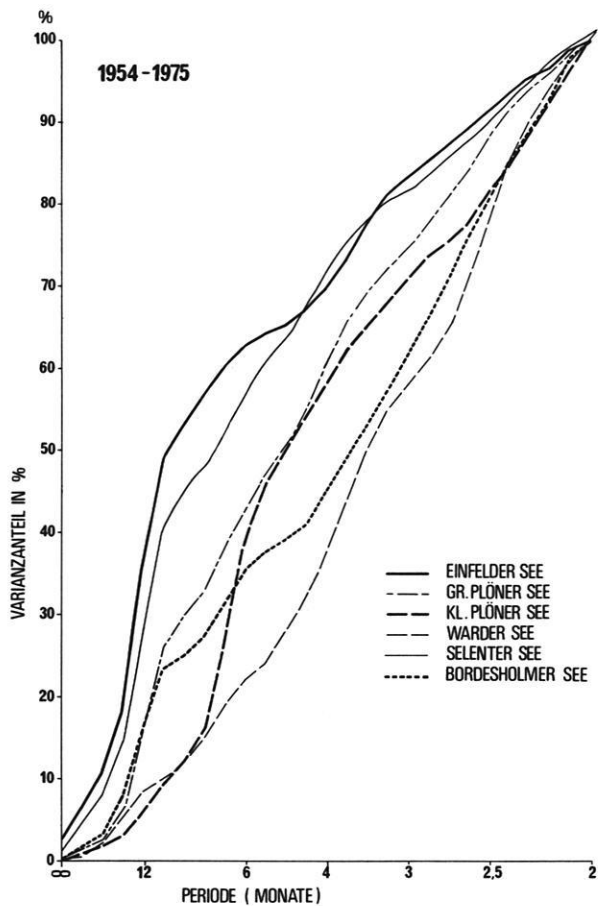


Abb. 89: Varianzsummenkurven der Wasserstandsänderungen des Einfelders Sees, Gr. Plöner Sees, Kl. Plöner Sees, Wardersees, Selenter Sees und Bordesholmer Sees für den Zeitraum 1954-1975.

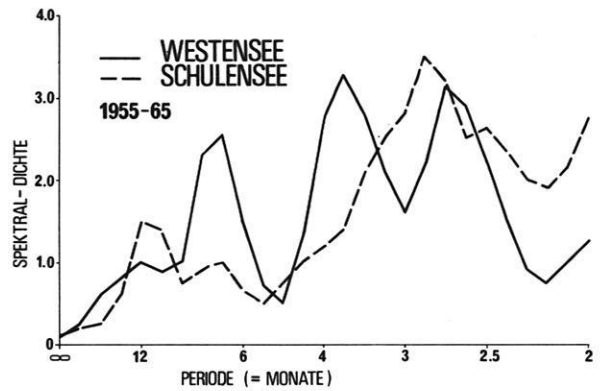


Abb. 91: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Westensees und des Schulensees für den Zeitraum 1955-1965.

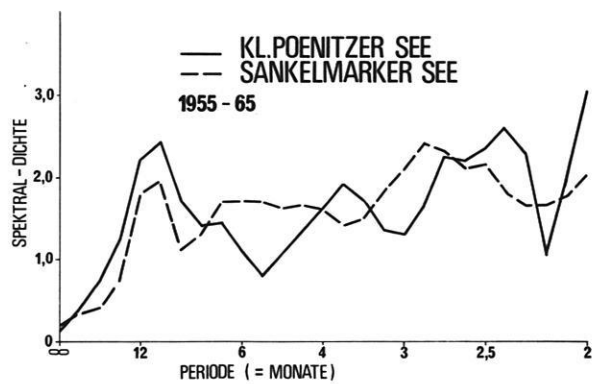


Abb. 92: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Kl. Pönitzer Sees und des Sankelmarker Sees für den Zeitraum 1955-1965.

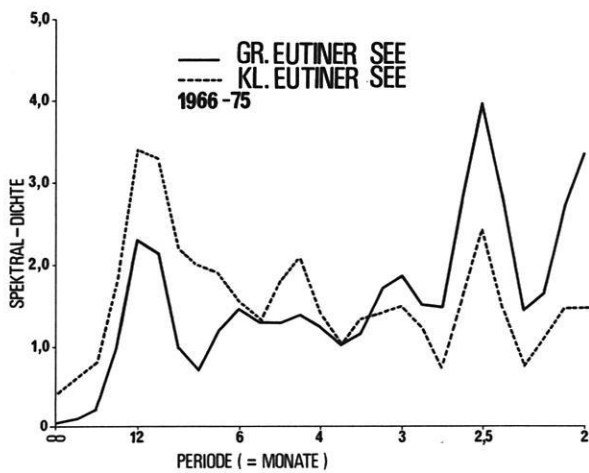


Abb. 90: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Großen Eutiner Sees und des Kleinen Eutiner Sees für den Zeitraum 1966-1975.

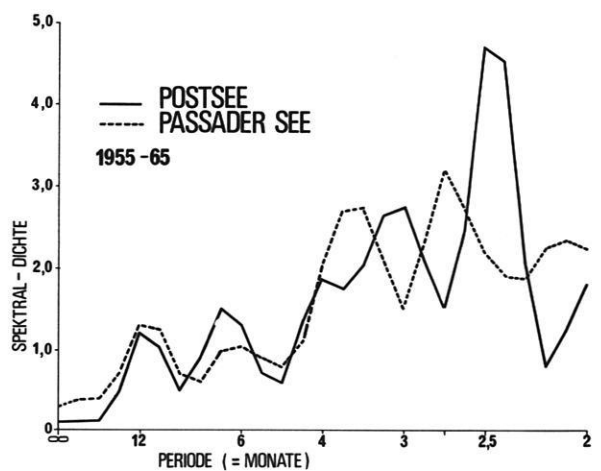


Abb. 93: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Postsees und des Passader Sees für den Zeitraum 1955-1965.

Das Spektrum des Postsees (Abb. 93) ist dabei vor allen anderen durch eine auf dem 99%-Niveau hochsignifikante 2,5-Monatsperiode ausgezeichnet. Auch die Spektren vom Westensee, Schulensee, Passader See und Kleinen Pönitzer See weisen signifikante Perioden in diesem Bereich auf, während die des Sankelmarker Sees (Abb. 92) und Bistensees (Abb. 94) keinerlei signifikante Perioden erkennen lassen und damit weitgehend „white noise-Spektren“ entsprechen. Bemerkenswert ist, daß sich nicht einmal die im Niederschlagsspektrum (Station Brekendorf, Abb. 94) vorhandene Jahresperiode im Spektrum des Bistensees stärker auswirkt.

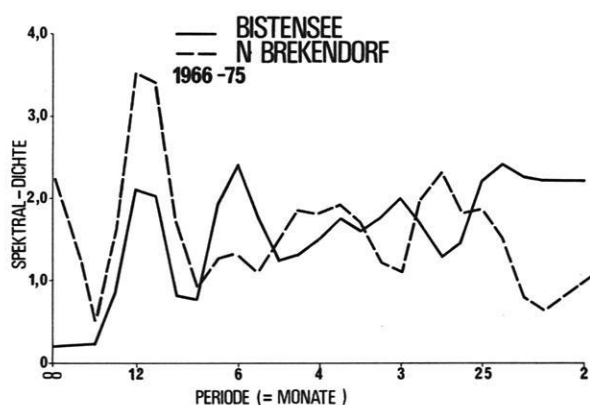


Abb. 94: Periodogramme (Spektren) der Wasserstandsänderungen des Bistensees und der Niederschläge der Station Brekendorf für den Zeitraum 1966–1975.

6.4.4. Kreuzkorrelationsanalyse

Die Beziehung zwischen der Wasserstandsänderung der betrachteten Seen und dem entsprechenden Gebietsniederschlag bzw. dem Niederschlag nächstgelegener Stationen kann durch die Kreuzkorrelation kenntlich gemacht werden (vgl. Kap. 5.4.4.). Wie schon für den Blunker See ergeben sich für alle hier behandelten Seen für $k = 0$ jeweils die höchsten Korrelationskoeffizienten r_{xy} (Tab. 48), die durchwegs mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 95% signifikant sind.

Bemerkenswert ist, daß allein für den Kleinen Plöner See zwischen den Zeiträumen 1955–1965 und 1966–1975 deutliche Unterschiede in der Höhe des Koeffizienten $r_{xy(k)}$ bestehen. Eine Begründung dafür ist in der von den übrigen Seen abweichenden Halbjahresperiode der Wasserstandsänderung zu sehen, die 1966–1975 in eine bessere zeitliche Übereinstimmung zum Niederschlagsmaximum gelangt.

Durch entsprechende signifikante Kreuzkorrelationskoeffizienten wird für den Einfelder See, Großen Plöner See, Selenter See, Großen Eutiner See, Bistensee sowie

den schon beschriebenen Blunker See eine Differenz von 2–5 Monaten zwischen den jahresperiodischen Maxima von Niederschlag und Wasserstandsänderung angezeigt.

Eine signifikante Abhängigkeit der Wasserstandsänderung vom Niederschlag des Vormonats, angezeigt durch einen signifikanten Korrelationskoeffizienten für $k = 1$, besteht nur für die Eutiner Seen und den Kleinen Plöner See.

Tab. 48: Kreuzkorrelationskoeffizienten r_{xy} für $k = 0$ der Beziehung Wasserstandsänderung zu Niederschlag für schleswig-holsteinische Seen für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975. Alle Werte sind auf dem 95%-Niveau signifikant.

See / Niederschlagsstation	1954–1975	1955–1965	1966–1975
	r_{xy}	r_{xy}	r_{xy}
Einfelder See / Bordesholm	0,540	0,474	0,593
Gr. Plöner See / Plön	0,558	0,544	0,574
Kl. Plöner See / Plön	0,412	0,364	0,525
Wardersee / Söhren	0,554	0,521	0,521
Selenter See / Lammershagen	0,546	0,493	0,504
Bordesholmer See / Bordesholm	0,599	0,637	0,522
Gr. Eutiner See / Eutin			0,263
Kl. Eutiner See / Eutin			0,570
Bistensee / Brekendorf			0,605
Blunker See / Blunk			0,561
Westensee / Westensee		0,577	
Schulensee / Bordesholm		0,646	
Sankelmarker See / Sankelmark		0,632	
Kl. Pönitzer See / Ahrensböök		0,222	
Passader See / Stoltenberg		0,405	
Postsee / Preetz		0,538	

6.4.5. Kreuzspektralanalyse: Phase und Kohärenz

Im Phasenspektrum lassen sich getrennt nach den einzelnen Frequenzen bzw. Perioden die Zeitverschiebungen bzw. Zeitverzögerungen innerhalb des Systems Einzugsgebiet zwischen dem Output Wasserstandsänderung und dem Input Niederschlag ermitteln. Über die Größe der Kohärenz der entsprechenden Perioden ist die Zuverlässigkeit der Phasenschätzung zu beurteilen (vgl. Kap. 5.5.). In der Tab. 49 sind die Phasenverschiebungen (Phasendifferenzen) in Monaten und die zugehörigen Kohärenzen für die signifikanten Perioden (in Monaten) zusammengestellt.

Für die Gebietssysteme Einfelder See, Großer Plöner See, Selenter See, Bordesholmer See, Kleiner Eutiner See und Blunker See beträgt die Phasendifferenz für die Jahresperiode zwischen ein und vier Monate, wobei im Vergleich der Teilzeiträume 1955–1965 und 1966–1975 sowohl die Phase als auch die Kohärenz für 1966–1975 deutlich geringer ist. Die Kohärenz ist so niedrig, daß die ausgewiesenen Phasendifferenzen nur unter Vorbehalt bewertbar sind. Bis auf den Kleinen Plöner See mit Halbjahresperioden und den Großen Eutiner See mit einer 2,5-Monatsperiode, für die Phasenverschiebungen von etwa einem halben Monat bestimmt sind, werden für die übrigen Seen mit ausschließlich Kurzperioden keine bedeutsamen Zeitverschiebungen angezeigt.

Tab. 49: Signifikante Perioden (in Monaten), Phasenverschiebungen (in Monaten) und Kohärenzen der Beziehung Wasserstandsänderung zu Niederschlag schleswig-holsteimischer Seen für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975.

	1974–1975			1955–1965			1966–1975		
	Periode	Phase	Kohärenz	Periode	Phase	Kohärenz	Periode	Phase	Kohärenz
Einfelder See	12,0	2,8	0,53	12,0	3,3	0,69	12,0	2,2	0,40
Gr. Plöner See	12,0	2,7	0,45	12,0	2,9	0,68	12,0	1,8	0,14
Kl. Plöner See	6,0	0,6	0,57	6,5	0,9	0,63	6,0	0,0	0,69
Wardersee	2,5	0,0	0,57	2,5	0,0	0,61	4,0	0,0	0,61
Selenter See	12,0	3,6	0,41	12,0	4,1	0,61	12,0	2,7	0,21
Bordesholmer See	12,0	1,9	0,52	12,0	2,2	0,68	12,0	1,6	0,28
				2,7	0,0	0,70			
Gr. Eutiner See							2,5	0,5	0,54
Kl. Eutiner See							12,0	1,0	0,23
Bistensee									
Blunker See							12,0	3,1	0,22
Westensee				4,0	0,0	0,43			
				2,7	0,0	0,80			
Schulensee				3,0	0,0	0,64			
Sankelmarker See									
Kl. Pönitzer See				2,0	0,0	0,18			
Passader See				2,7	0,0	0,75			
Postsee				2,5	0,0	0,64			

Die Qualität der berechneten Phasendifferenz läßt sich näherungsweise abschätzen durch den Vergleich der durchschnittlichen Maxima und Minima im Jahresgang der Niederschläge und der Wasserstände der Seen, die in Tab. 50 für die beiden Teilzeiträume 1955–1965 und 1966–1975 aufgelistet sind. Die Monatsangaben stellen Mittelwerte dar, die durchschnittlich eine Streubreite (Standardabweichung) von $\pm 1-1,5$ Monaten haben.

Anhand der sechs Seen, deren Reihen beide Teilzeiträume umfassen, zeichnet sich ab, daß die Standardabweichung des Mittelwertes der Wasserstandsmaxima 1966–1975 – als Folge der etwa zweigipfligen Niederschlagsverteilung – um bis zu einem Monat größer ist als für 1955–1965. Die Reaktion auf den veränderten Niederschlagsinput ist somit nachweisbar.

Während sich das Niederschlagsmaximum vom August in den Jahren 1955–1965 auf den November der Jahre 1966–1975 verlagert hat (vgl. Kap. 6.1.2.), ist für den durchschnittlichen jährlichen Höchststand der Seespiegel eine dementsprechende Verlagerung nicht zu verzeichnen. Das Wasserstandsmaximum tritt 1966–1975 nur etwa einen halben bis einen Monat früher ein als 1955–1965. Die Wasserstandsänderung in Richtung Höchstwasserstand als Reaktion auf den Niederschlag erfolgt 1966–1975 also ungleich schneller und spontaner, mit einer je nach Gebiet unterschiedlichen Zeitdifferenz von 1–3 Monaten als 1955–1965, wo diese Zeitdifferenz um mehr als einen Monat größer ist. Dieser Tatbestand wird in gleicher Weise in der unterschiedlichen Phasendifferenz für die Jahresperiode beider Teilzeiträume bestätigt (vgl. Tab. 49).

Das durchschnittliche Minimum des Wasserstandes liegt 1966–1975 als Folge der relativ geringen Sommerniederschläge dieses Zeitraumes um etwa einen Monat später als im Vergleichszeitraum 1955–1965.

Tab. 50: Durchschnittliche Maxima und Minima der monatlichen Niederschlagssummen ausgewählter Niederschlagsstationen und der monatlichen Mittelwasserstände schleswig-holsteimischer Seen für die Zeiträume 1955–1965 und 1966–1975.

		1. Max.	2. Max.	1. Min.	2. Min.
Bordesholm – N	1955–1965	Aug.	Juli	März	April
Plön – N	1955–1965	Aug.	Juli	März	April
Brekendorf – N	1955–1965	Aug.	Juli	März	April
Sankelmark – N	1955–1965	Aug.	Juli	März	
Einfelder See	1955–1965	März		Okt.	
Gr. Plöner See	1955–1965	Februar		Sept./Okt.	
Kl. Plöner See	1955–1965	Februar	Juli/Aug.	April	Nov.
Wardersee	1955–1965	Jan./Febr.		Juli/Aug.	
Selenter See	1955–1965	März/April		Okt./Nov.	
Bordesholmer See	1955–1965	Dezember	März	Sept.	
Westensee	1955–1965	Januar		August	
Schulensee	1955–1965	Januar		Juli	
Sankelmarker See	1955–1965	Dez./Januar		Juni	
Kl. Pönitzer See	1955–1965	Januar/Febr.		Sept.	
Passader See	1955–1965	Dez./Januar		Juli	
Postsee	1955–1965	Dez./Januar		Juli/Aug.	
Wittensee	1954–1959	Januar		August	
Dobersdorfer See	1954–1961	Januar		Juli/Aug.	
Bordesholm – N	1966–1975	November	Dezember	März	Februar
Plön – N	1966–1975	November	Juli	März	Februar
Brekendorf – N	1966–1975	November	Juli	März	Februar
Sankelmark – N	1966–1975	November	September	Februar	März
Einfelder See	1966–1975	März		Oktober	
Gr. Plöner See	1966–1975	Februar		September	
Kl. Plöner See	1966–1975	Januar	Juni	April	Oktober
Wardersee	1966–1975	Dez./Januar		Sept./Okt.	
Selenter See	1966–1975	März		Oktober	
Bordesholmer See	1966–1975	Dez./Januar	März/April	Oktober	
Gr. Eutiner See	1966–1975	Dez./Januar	April	September	
Kl. Eutiner See	1966–1975	Januar		Aug./Sept.	
Bistensee	1966–1975	Januar	April/Mai	Aug./Sept.	
Blunker See	1966–1975	April		Okt./Nov.	
Garrensee	1969–1975	April		Oktober	
Ihsee	1972–1975	März		Oktober	

6.5. Ergebnisse der vergleichenden Zeitreihenanalyse

Aus den Ergebnissen der Kreuzspektralanalyse sowie der vergleichenden Betrachtung des durchschnittlichen Jahresganges der Niederschläge und des Wasserstandes sind für die in Frage stehenden Vergleichszeiträume folgende Porzeßabläufe zu charakterisieren:

Durch die Verteilung der Niederschläge mit dem Maximum im August im Zeitraum 1955–1965, die der der „Normalperiode 1931–1960“ entspricht, ist eine „normale“ Auffüllung der Bodenfeuchte- und Grundwasservorräte gewährleistet. Im Zusammenwirken von Grundwasserabfluß und durchschnittlichen Winterniederschlägen wird – je nach Gebiet – zwischen Januar und März der höchste Wasserstand in den Seen erreicht. Zeiten maximalen Wasserstandes sind zugleich Zeiten geringster Wasserstandsänderung.

Die im Zeitraum 1966–1975 erst im November/Dezember fallenden – für diese Monate überdurchschnittlichen – Niederschläge gelangen – je nach Gebiet – verzögert über das Grundwasser oder mehr oder weniger unmittelbar zum Abfluß und lassen den Wasserspiegel relativ rasch ansteigen. Da aber weitgehend unabhängig von der Niederschlagsverteilung und Niederschlagsmenge spätestens ab April/Mai die Evapotranspiration wieder voll wirksam wird, ändert sich die Tendenz der Wasserstandsänderung und der Wasserstand sinkt. Durch die dadurch sich aufbauende Potentialdifferenz zwischen Vorfluter (See) und Grundwasser, wird der Grundwasservorrat gewissermaßen vorzeitig durch Abfluß reduziert. Vorzeitig deshalb, weil die Auffüllung vergleichsweise spät, nämlich erst im Spätherbst oder Winter einsetzen konnte und der Auffüllungsprozeß gewissermaßen gekappt wird. Die Spanne zwischen Niederschlags- und Wasserstandsmaximum, die als Phasendifferenz im Phasenspektrum ausgewiesen wird, ist daher für 1966–1975 kürzer als für 1955–1965.

7. Der Einfluß physiographischer Faktoren auf die hydrologischen Prozesse

Es wird von der Hypothese ausgegangen, daß die hydrologischen Prozesse durch die übergeordneten klimatischen Prozesse, die im Untersuchungsraum – abgesehen von einer von Westen nach Osten allmählich abnehmenden Niederschlagshöhe – als relativ einheitlich angenommen werden können, in allen hier untersuchten Niederschlagsgebieten im Prinzip in gleicher Weise in Gang gesetzt werden. Unterschiede und Modifikationen, die sich in den Ganglinien und in statistisch abgeleiteten Parametern zeigen, sind auf gebietsspezifische Faktoren und Faktorenkomplexe zurückzuführen.

Durch die Gegenüberstellung von Merkmalen, die einerseits die morphographischen und physiographischen Verhältnisse der Niederschlagsgebiete und andererseits den Gang der Wasserstandsänderung sowie die Beziehung zwischen Niederschlag und Wasserstandsänderung kennzeichnen, soll versucht werden, die Wirkung der Gebietsfaktoren auf die hydrologischen Prozesse herauszustellen.

Der Nachweis, daß bestimmte Erscheinungsformen hydrologischer Prozesse auf bestimmten physiographischen Eigenschaften des Gebietes beruhen, wird für jedes einzelne Gebiet nur schwer zu führen sein. Auf dem Wege der vergleichenden Analyse und auf der Grundlage einer nach bestimmten Kriterien durchgeführten Klassifizierung und nachfolgenden Typisierung erscheint jedoch ein solcher Nachweis wenigstens in grundsätzlichen Zügen möglich.

7.1. Klassifikation der See- Niederschlagsgebiete nach verschiedenen Merkmalskombinationen

7.1.1. *Klassifikationsverfahren*

Bei der Klassifikation wird eine ungeordnete Gesamtheit von Elementen, die jeweils durch bestimmte Eigenschaften beschrieben werden, auf der Grundlage ihrer Merkmalswerte so in eine zunächst unbekannte Anzahl Klassen zerlegt, daß diese in sich möglichst homogen, untereinander aber möglichst verschieden ausfallen (VOGEL 1975: 4).

Die Klassifikationen werden hier entsprechend der Datengrundlage mit einem numerischen Verfahren durchgeführt. Aus dem Klassifikationsprogramm YHAK (FORST & VOGEL 1976), das in der Programm-Bibliothek am Rechenzentrum der Universität Kiel zur Verfügung steht, wurde das hierarchisch-agglomerative Verfahren nach WARD verwendet. Hierarchisch-agglomerative Verfahren bilden Klassen durch sukzessive Fusionen von Objekten und/oder Klassen. Sie haben den Vorteil, daß die Zahl der zu bildenden Klassen zu Beginn der Prozedur nicht festgelegt werden muß. Andererseits besteht allerdings der Nachteil, daß eine einmal vorgenommene Zuordnung eines Objekts zu einer Klasse bzw. die Zusammenführung zweier Klassen nicht wieder rückgängig gemacht werden kann (VOGEL 1975: 217).

Auf jeder Fusionsstufe werden die Objekte und/oder Klassen vereinigt, für die das Ähnlichkeitsmaß ein Maximum, bzw. das Distanzmaß ein Minimum ist. Als Ähnlichkeits- bzw. Unähnlichkeitsmaß wird die quadrierte Euklidische Distanz verwendet, da die Merkmale in metrischen Skalierungen vorliegen.

Die Euklidischen Distanzen dürfen streng genommen nur dann berechnet werden, wenn die Klassifikationsmerkmale unkorreliert sind (VOGEL 1975: 84). Das ist jedoch fast nie der Fall. Werden sie unter Verwendung korrelierter Merkmale dennoch berechnet, so gehen stärker korrelierte Merkmale mit demselben Gewicht in die Abstände ein wie schwach oder nicht korrelierte Merkmale. Dadurch aber erhalten die stärker korrelierten indirekt ein stärkeres Gewicht als die schwach oder nicht korrelierten Merkmale, so daß nach VOGEL (1975: 84) eine „interne“ Gewichtung wirksam wird.

Entsprechend den Empfehlungen von VOGEL (1975: 59ff.) wird darauf verzichtet, hochkorrelierte Merkmale – deren Grenzwerte ohnehin nur subjektiv festzulegen sind – zu entfernen. Zugunsten einer vollen Ausschöpfung des Informationsgehaltes aller Merkmale wird eine gewisse Übergewichtung von Merkmalen oder Merkmalsgruppen in Kauf genommen.

Das Verfahren von WARD geht von folgenden Zielkriterien aus: Die Fehlerquadratsumme der gesamten Datenmatrix ist so zu zerlegen, daß die Fehlerquadratsumme als Maß für die Heterogenität einer Klasse innerhalb der Klassen möglichst klein und die Fehlerquadratsumme zwischen den Klassen möglichst groß wird. Die Fusion der Klassen erfolgt in der Weise, daß in jedem Klassifikationsschritt die Klassen zusammengeführt werden, für die der Zuwachs der Fehlerquadratsumme minimal ist.

Nach VOGEL (1975: 314) stellt das Verfahren strenge Anforderungen an die Homogenität der zu bildenden Klassen. Es liefert mit den Zielkriterien und mit dem nur für dieses Verfahren mitgelieferten Struktogramm Entscheidungshilfen für die bei hierarchischen Verfahren notwendige endgültige Festlegung der Anzahl von Klassen.

Neben der allgemeinen Beurteilung, daß das Verfahren von WARD zu den leistungsfähigsten hierarchisch-agglomerativen Verfahren zählt (VOGEL 1975: 350), begründet auch dieser Tatbestand die Wahl des angewendeten WARD-Verfahrens. Eine eigene vergleichende Untersuchung verschiedener Verfahren hinsichtlich der Leistungsfähigkeit in der Gruppierungssicherheit des vorhandenen Datenmaterials wurde nicht durchgeführt. Die Beurteilung des WARD-Verfahrens stützt sich allein auf die begründeten Ausführungen von VOGEL (1975: 314–335).

7.1.2. Auswahl der Klassifikationsmerkmale

Die Auswahl der Merkmale der zu klassifizierenden Objekte erfolgt im Hinblick auf definierte Zwecke und Ziele und orientiert sich an den im Kap. 7 aufgestellten

Hypothesen. Es gilt festzuhalten, daß die Auswahl der zu verwendenden Merkmale in der Regel subjektiven Entscheidungskriterien folgt und im einzelnen nicht intersubjektiv nachprüfbar ist (COLE & KING 1968: 632), da sie von der Art der Betrachtungsweise, der Analysegenauigkeit und nicht zuletzt von der Verfügbarkeit der Daten abhängt (vgl. STEINER 1965: 346).

Für eine Klassifizierung der Seen und ihrer zugehörigen Niederschlagsgebiete nach morphologischen und physiographischen Merkmalen – im folgenden kurz Einzugsgebietsmerkmale genannt – ist vor allem die Verfügbarkeit das entscheidende Kriterium. Merkmale, die allgemein als Steuerfaktoren hydrologischer Prozesse gelten, wie etwa die verschiedenen Kenngrößen des Bodens, der Vegetation, der Landnutzung u.a. (vgl. PREUSS 1976), sind nur in geringer Anzahl unmittelbar verfügbar und bei der Vielzahl der zu vergleichenden Gebiete nur unter erheblichem Aufwand zu erstellen und z.T. auch gar nicht numerisch faßbar.

Die Bodenart als bedeutsamer Steuerfaktor für die Infiltrations- und Versickerungsprozesse und für verschiedene andere bodenphysikalische Kenngrößen konnte in Ermangelung detaillierter und hinreichend großmaßstäbiger Unterlagen in ihrer flächenhaften Differenzierung nicht als Klassifikationsmerkmal eingeführt werden.

Über die durchschnittlichen Grundwasserverhältnisse der untersuchten Gebiete kann allein anhand der nur weitverstreuten Grundwassermessstellen des Landes (vgl. WRAASE 1973) kein hinreichend genauer Aufschluß gewonnen werden, zumal der geologische Aufbau der oberflächennahen Bereiche in den einzelnen Gebieten nicht genügend bekannt ist.

Die Vegetation bzw. die Landnutzung, die über die Interzeption und Evapotranspiration (zusammen die Landverdunstung V_a) den Gebietswasserhaushalt wesentlich beeinflusst, findet als Klassifikationsmerkmal nur als Flächenanteile des Waldes und des Grünlandes Berücksichtigung.

Die Erfassung der Wald- und Grünlandflächen erfolgte auf der Grundlage der jeweils neuesten Ausgabe der TK 1:25 000 durch Ausplanimetrieren. Auf diese Weise konnten gewisse zeitliche Veränderungen, die im Hinblick auf die Flächengrößen allerdings von untergeordneter Bedeutung sind, nicht erfaßt werden. Der Wald wurde nicht nach Laub-, Misch- oder Nadelwald differenziert. Das Grünland kann erfahrungsgemäß überwiegend als Dauergrünland veranschlagt werden. Als große zusammenhängende Flächen kennzeichnet es in der Regel Niederungsgebiete mit durchschnittlich hohem Grundwasserstand. Kleine, unter 1 ha große Grünlandflächen weisen in reliefiertem Gelände der Jungmoränenlandschaft häufig Hohlformen aus, die ursprünglich zumeist abflußlos waren und heute meist drainiert, aber jahreszeitlich noch staunaß sind. Über die Flächenanteile des Grünlandes ist somit eine recht gute Abschätzung der oberflächennahen hydrologischen Verhältnisse möglich.

Die Aufnahme der bebauten Flächen – ebenfalls ermittelt durch Ausplanimetrieren auf der TK 25 – als Klassifikationsmerkmal hat seinen Grund in der Tatsache, daß bebauten Flächen im Hinblick auf Oberflächenabfluß und Versickerung andere Reaktionseigenschaften als forstlich- oder landwirtschaftlich genutzte Flächen haben.

Der Gewässernetzindex (km/km²) drückt das Verhältnis zwischen der Gesamtlänge aller in der TK 25 eingetragenen Fließgewässer (Flüsse, Bäche, Gräben) und der Flächengröße des Gebietes aus. In vielen Gebieten sind ursprünglich offene Gräben und Bäche oder Teilstücke von ihnen im Zuge von Flurbereinigungs- und Meliorationsmaßnahmen verrohrt worden und deshalb in der TK 25 als Gerinne nicht mehr verzeichnet. Soweit bekannt, werden diese Stücke aber der Gesamtlänge hinzugerechnet (vgl. Kap. 6.2.6.). Für das Abflußverhalten eines Gebietes ist die Ausbildung des Vorflutersystems von Bedeutung. Da diese aber im Gewässernetzindex keine Berücksichtigung findet, ist die Aussagefähigkeit im Hinblick auf das Abflußverhalten in gewisser Weise eingeschränkt.

Die Seefläche in Prozent der Fläche des Niederschlagsgebietes sowie der Flächenanteil der sonstigen Gewässerflächen des Niederschlagsgebietes sind ein Maß für die anteilig in die Gebietsverdunstung mit hohen Werten eingehende Verdunstung der freien Wasserflächen. Der Umgebungsarealfaktor U_f (nach OHLE 1971) beschreibt die Relation Einzugsgebiet (= Landfläche): Seereal. In diesem Faktor kommt zum Ausdruck, in welchem Verhältnis der Wasserhaushalt des Sees durch das umgebende Land beeinflusst werden kann.

Die morphographischen und physiographischen Merkmale der Seengebiete, die Einzugsgebietsmerkmale, die sämtlich selbst erhoben wurden, sind in der Tab. 51 zusammengestellt.

Für die Klassifizierung der hydrologischen Verhältnisse und Erscheinungsformen der Seen und ihrer Einzugsgebiete stehen – durch die statistische Analyse aufbereitet – eine Reihe von Parametern (= Merkmalen) zur Verfügung, die die Wasserstandsänderung als deterministischen und stochastischen Prozeß, seine Beziehung zum Niederschlag sowie seine Erscheinungsform, die Wasserstandsganglinie, beschreiben. Sie werden im Folgenden zusammenfassend Ganglinienmerkmale genannt.

Tab. 51: *Morphographische und physiographische Merkmale (= Einzugsgebietsmerkmale) der untersuchten Seengebiete.*

See	Merkmale							
	1	2	3	4	5	6	7	
EINF	24,3	3,12	0,0	7,7	16,0	6,8	0,60	Einfelder See
GRPL	7,7	12,07	7,4	15,6	11,3	2,7	1,06	Gr. Plöner See
KLPL	0,9	114,00	15,0	15,4	11,3	3,0	1,05	Kl. Plöner See
WARD	1,9	50,82	0,3	10,2	18,0	0,5	1,41	Wardersee
SELE	36,7	1,73	0,1	15,5	16,4	1,1	0,65	Selenter See
BORD	4,7	21,08	0,0	4,9	23,4	4,6	1,10	Bordesholmer See
KLEU	11,9	7,39	0,3	0,0	18,7	35,1	0,67	Kl. Eutiner See
GREU	4,0	24,06	2,9	23,6	14,0	5,2	1,26	Gr. Eutiner See
BIST	6,8	13,62	0,1	21,2	10,4	0,3	1,02	Bistensee
BLUN	18,9	4,30	2,0	19,0	35,0	0,0	0,00	Blunker See
WEST	3,0	32,00	1,6	8,5	16,0	8,6	1,10	Westensee
SCHU	0,1	923,30	1,8	3,9	12,0	2,0	1,08	Schulensee
SANK	3,2	30,50	0,1	1,8	31,6	0,9	1,86	Sankelmarker See
POEN	1,0	111,11	13,3	14,7	15,0	1,0	0,90	Kl. Pönitzer See
PASS	5,0	18,80	6,4	9,9	14,0	0,6	1,00	Passader See
POST	1,9	51,42	3,1	9,3	17,7	3,4	0,97	Postsee
IHLS	16,7	5,00	0,0	22,0	1,4	0,7	0,00	Ihlsee
GARR	20,7	3,80	0,0	87,7	1,5	0,0	0,00	Garrensee
KELL	3,7	26,00	3,9	20,2	11,8	4,0	1,44	Kellersee
DIEK	2,3	41,80	7,1	20,0	11,1	3,9	1,37	Dieksee
DOBS	15,4	5,48	0,0	18,0	15,9	1,0	0,76	Dobersdorfer See
WITT	21,0	3,77	0,0	8,5	11,3	0,7	0,70	Wittensee

- 1 Seefläche in % der Fläche des Niederschlagsgebietes
 - 2 Umgebungsarealfaktor (Landfläche des Einzugsgebietes: Seefläche)
 - 3 weitere Gewässerfläche in % der Fläche des Niederschlagsgebietes
 - 4 Waldfläche
 - 5 Grünlandfläche
 - 6 bebauten Fläche
 - 7 Gewässernetzindex (Länge der Fließgewässer: Einzugsgebiet)
- } in % der Landfläche

Zur Kennzeichnung der Periodizität des Prozesses der Wasserstandsänderung werden die beiden bedeutendsten Perioden (Periodenlänge in Monaten) sowie deren Amplitudenhöhen im normierten Dichtespektrum herangezogen. Die Phasendifferenz bzw. Zeitverschiebung beider Prozesse wird für die signifikante Hauptperiode in Monaten angegeben und kennzeichnet wie der Kreuzkorrelationskoeffizient r_{xy} für $k = 0$ die Beziehung zwischen Wasserstandsänderung und Niederschlag. Der Grad der Autokorrelation des Prozesses der Wasserstandsänderung ergibt sich aus dem Autokorrelationskoeffizienten r_1 und der Erhaltungsneigung (= Persistenz) in Monaten. Mit dem Regressionskoeffizienten für die monatlichen Wasserstandsänderungen wird der lineare Trend angegeben. Die Ganglinie des Mittelwasserstandes wird durch die durchschnittliche Lage (in Monaten) des höchsten und niedrigsten Wasserstandes (Max MW und Min MW) im Jahr (vgl. Tab. 50) gekennzeichnet.

Die Maßeinheiten sowohl der Einzugsgebiets- als auch der Ganglinienmerkmale haben verschiedene Skalierungen und unterschiedlich große Spannweiten. Damit die Merkmalswerte untereinander vergleichbar werden und größenordnungsmäßig die gleiche Bedeutung besitzen, werden sie – ohne daß ein Informationsverlust eintritt – in dimensionslose standardisierte Merkmalswerte linear transformiert. Da jedoch durch die Standardisierung der Merkmale und die damit verbundene Veränderung der zugehörigen Koordinatenachsen sich auch die Form der als Punktwolke in einem mehrdimensionalen Raum vorstellbaren Klassen von Elementen verändert, kann nach VOGEL (1975: 9) das Klassifikationsergebnis in erheblicher Weise beeinflusst werden. Im Vergleich mit nichtstandardisierten Merkmalen hat sich hier jedoch gezeigt, daß mit standardisierten Merkmalen die besser interpretierbaren Klassifikationsergebnisse erzielt werden.

7.2. Klassifikationsergebnisse

7.2.1. Klassifikation nach Einzugsgebietsmerkmalen

Hierarchische Klassifikationsverfahren erzeugen eine Aufeinanderfolge von Partitionen des Datensatzes und damit eine Hierarchie von Klassen, die in der Weise voneinander abhängig sind, daß die Klassen der Partition der p -ten Stufe aus den Klassen der Partition auf der Stufe $(p-1)$ gebildet werden (VOGEL 1975: 243).

Das Klassifikationsergebnis läßt sich anschaulich in Form eines Dendrogramms, in dem auch der Prozeß der Klassenbildung deutlich wird, darstellen. Je mehr Klassen gebildet werden, desto geringer ist der Umfang der Klassen. Mit der Anzahl der Objekte (Elemente) je Klasse ändern sich auch die Eigenschaften der Klassen. Kleine Klassen sind homogener als große, d.h., die Ähnlichkeit der Objekte untereinander ist größer, je kleiner die Klassen sind.

Die Entscheidung, wieviele Klassen gebildet werden sollen, ist in einem gewissen Umfang subjektiv. Denn für die Auswahl einer bestimmten Partition in P -Klassen ist von vornherein keine Stufe der Hierarchie besser als eine andere. „Klassen, die sich z.B. über mehrere Stufen der Hierarchie nicht oder nur geringfügig ändern, oder Klassen, mit deren Fusion eine relative starke Zunahme der Heterogenität verbunden ist, können jedoch als zumindest annähernd „natürliche“ Klassen angesehen werden“ (VOGEL 1975: 236).

Eine anschließende Klassendiagnose, die mit dem Programm KDIAG, Version 4.06 (VOGEL & FORST 1976) durchgeführt werden konnte, bietet neben der Klassencharakterisierung eine zusätzliche Entscheidungshilfe für die Festlegung der Klassenzahl.

Allerdings gilt zu beachten, daß der Klassendiagnose im Gegensatz zur Klassifikation, für die eine Standardisierung der Merkmale bei der vorliegenden Datenstruktur als notwendig erachtet wurde, die nichtstandardisierten Merkmale zugrundeliegen.

Tab. 52: Klassifikation von 22 schleswig-holsteinischen Seen nach Einzugsgebietsmerkmalen. Fehlerquadratsummen innerhalb der Klassen bzw. zwischen den Klassen (in Prozent der Fehlerquadratsumme des Gesamtsystems) sowie Fehlerquadratsummen der einzelnen Merkmale zwischen den Klassen (in Prozent der Gesamtfehlersumme) bei unterschiedlicher Klassenzahl.

Anzahl der Klassen	Gesamtfehlerquadratsumme		Fehlerquadratsumme der Merkmale zwischen den Klassen in %						
	innerhalb der Klassen in %	zwischen den Klassen in %	1	2	3	4	5	6	7
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
8	0,3	99,7	80,0	99,9	88,5	96,2	51,3	81,1	74,3
7	0,4	99,6	83,6	99,8	86,7	94,6	37,6	82,5	71,7
6	0,5	99,5	83,0	99,8	77,7	89,0	18,9	82,3	71,7
5	2,0	98,0	82,3	98,3	24,6	89,0	17,6	81,1	68,7
4	2,6	97,4	82,1	98,3	24,6	17,6	4,1	81,0	65,0
3	55,3	44,7	78,6	44,9	24,3	17,4	1,3	42,5	63,2
2	94,3	5,7	78,1	5,4	18,5	13,8	1,3	5,4	59,4

Das Dendrogramm 1 (Abb. 95) veranschaulicht die für insgesamt 22 Seen nach den Einzugsgebietsmerkmalen durchgeführten Klassifikation.

Nach VOGEL (1975: 331ff.) trägt das Merkmal am meisten zur Erklärung einer Partition bei, für das die Fehlerquadratsumme zwischen den Klassen in Prozent der Fehlerquadratsumme des Gesamtsystems hohe Werte aufweist. In der Tab. 52 sind für die verschiedenen Klassenzahlen die Prozentwerte der Gesamtfehlerquadratsumme innerhalb der Klassen und zwischen den Klassen sowie für die einzelnen Merkmale die Prozentwerte der Fehlerquadratsumme zwischen den Klassen aufgeführt.

Nach Spalte 2 und 3 der Tab. 52 ergibt sich, daß eine Klassenzahl < 4 nicht sinnvoll ist. Anhand der Prozentwerte der Fehlerquadratsummen der einzelnen Merkmale für die verschiedenen Klassenzahlen zeigt sich, daß einerseits die Merkmale 1 und 7 (Seefläche und Gewässernetzindex) durchgehend über alle Fusionsstufen wesentliche Beiträge zur Partition der Klassen leisten, und daß andererseits das Merkmal 5 (Grünlandfläche) schon bei einer Klassenzahl von 8 für eine Partition nur eine untergeordnete Rolle spielt.

Wird davon ausgegangen, daß möglichst viele der Merkmale hohe Beiträge zur Partiton leisten sollen, so ist aus der Tab. 52, Spalten 4–10 zu schließen, daß eine Zerlegung in 6–8 Klassen am sinnvollsten ist.

Im Klassendiagnoseprogramm KDIAG werden auf jeder Fusionsstufe für die jeweils gebildeten Klassen für jedes Merkmal folgende Größen ausgegeben:

- die Mittelwerte der Klasselemente,
- die Abweichung dieser Mittelwerte vom Mittelwert aller Elemente,
- die Standardabweichung innerhalb der Klasse,
- die entsprechenden Variationskoeffizienten,
- die Fehlerquadratsumme innerhalb der Klassen.

Damit sind einmal Kriterien zur Charakterisierung und zur Beurteilung der Homogenität der einzelnen Klassen, zum anderen auch Kriterien zur Kennzeichnung der Trenneigenschaften der Merkmale gegeben.

Diejenigen Merkmale beschreiben die jeweiligen Klassen am besten, deren Variationskoeffizienten $v = s/\bar{x} \cdot 100$ je Klasse möglichst niedrig sind. Bei der durchschnittlich geringen Anzahl von Elementen je Klasse wird als Grenzwert ein Variationskoeffizient ≤ 40 gesetzt. Bei Klassen mit nur einem Element ist der Variationskoeffizient = 0. Als durchschnittlich und damit wenig zur Klassencharakterisierung und Klassentrennung beitragend wird ein Merkmal angesehen, wenn die Abweichung des Klassenmittels vom Gesamtmittel des Merkmals 20% beträgt.

Es werden sechs Klassen unterschieden. Zur Ermittlung der Klassenzahl wird als Grenzwert 40% des Fehlerquadratsummes in Prozent des größten Zuwachses festgelegt.

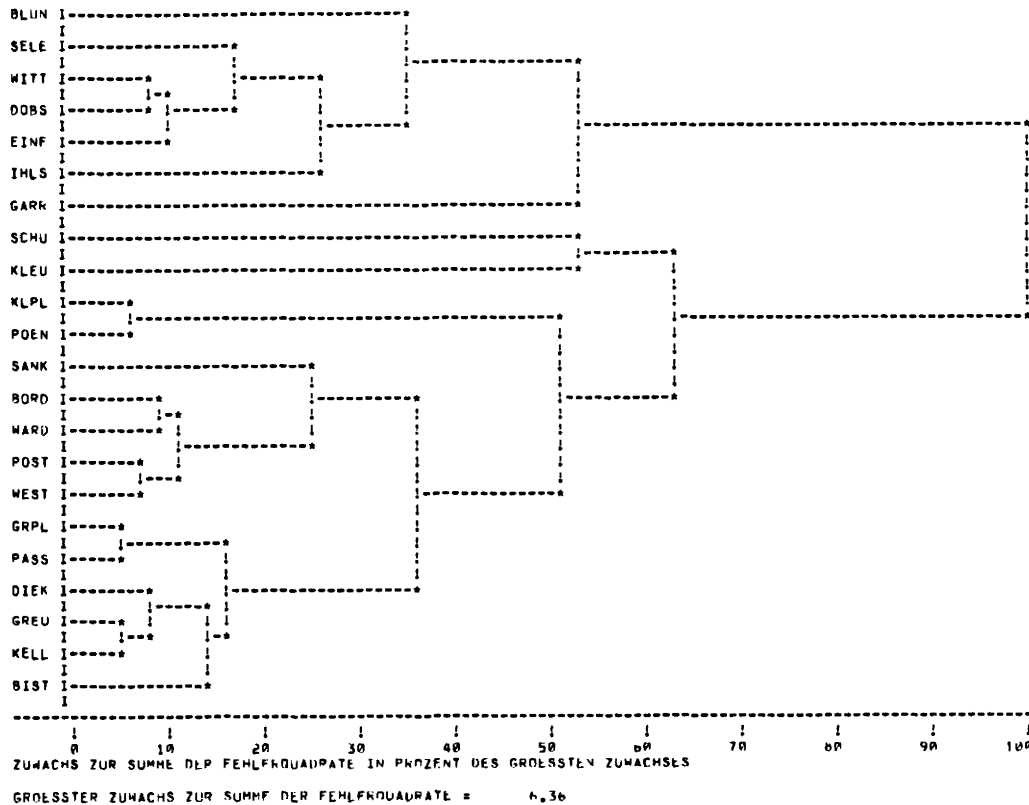


Abb. 95: Dendrogramm 1: Klassifikation von 22 schleswig-holsteinischen Seen nach Einzugsgebietsmerkmalen.

In der Tab. 53 sind die prozentualen (positiven und negativen) Abweichungen des Klassenmittels vom Gesamtmittel der einzelnen Merkmale und die entsprechenden Variationskoeffizienten der Merkmale je Klasse für sechs Klassen zusammengestellt, die folgendermaßen zu charakterisieren sind (die Ziffern in Klammern bezeichnen die Merkmale):

Klasse 1 (Einfelder See, Selenter See, Blunker See, Ihlsee, Dobersdorfer See, Wittensee):

- (1) große Seefläche, 22% der Fläche des Niederschlagsgebietes;
- (2) niedriger Umgebungsarealfaktor, $U_f = 3,9$;
- die anderen Merkmale sind für die Klassencharakterisierung und Klassenabgrenzung ohne Bedeutung, da sie entweder nur Durchschnittswerte oder zu große Streuungen aufweisen.

Klasse 2 (Garrensee):

- (1) große Seefläche, 21% der Fläche des Niederschlagsgebietes, wie Klasse 1;
- (2) niedriger Umgebungsarealfaktor, $U_f = 3,8$, wie Klasse 1.
- (3) weitere Gewässerflächen im Niederschlagsgebiet nicht vorhanden, etwa wie Klasse 1;
- (4) mit 88% größte Waldfläche aller Seengebiete, entscheidendes Merkmal zur Abgrenzung gegen Klasse 1 auf dieser Fusionsstufe;
- (5) sehr geringe Grünlandfläche von 1,5%;
- (6) bebaute Fläche im Niederschlagsgebiet nicht vorhanden;
- (7) Gewässernetz nicht vorhanden.

Klasse 3 (Schulensee):

- (1) geringste Seefläche, nur 0,1% der Fläche des Niederschlagsgebietes;
- (2) höchster Umgebungsarealfaktor, $U_f = 923$;
- die übrigen Merkmale weichen zumeist negativ vom Gesamtmittel ab und tragen nur in geringem Umfang zur Klassentrennung bei.

Klasse 4: (Kleiner Eutiner See):

- (2) vom Durchschnitt negativ abweichender, geringer Umgebungsarealfaktor, $U_f = 7,9$;
- (3) weitere Gewässerflächen im Niederschlagsgebiet unter 1%, wie Klasse 1;
- (4) Wald nicht vorhanden;
- (6) mit 35% höchster Anteil bebauter Fläche, wesentliches Merkmal zur Abgrenzung von den anderen Klassen;
- die übrigen Merkmale weichen negativ vom Gesamtmittel ab und sind für die Klassentrennung ohne große Bedeutung.

Klasse 5 (Kleiner Plöner See, Kleiner Pönitzer See):

- (1) sehr geringe Seefläche, 1% der Fläche des Niederschlagsgebietes, wie Klasse 3;
- (2) sehr großer Umgebungsarealfaktor, $U_f = 112$;
- (3) mit 15% größter Anteil weiterer Gewässerflächen an der Fläche des Niederschlagsgebietes;
- die übrigen Merkmale sind für die Klassenkennzeichnung und Klassentrennung ohne Bedeutung.

Klasse 6 (Großer Plöner See, Bordesholmer See, Wardersee, Großer Eutiner See, Bistensee, Westensee, Sankelmarker See, Passader See, Postsee, Dieksee, Kellersee):

- (1) Anteil der Seefläche an der Niederschlagsgebietsfläche mit 4% relativ gering, Streuung innerhalb der Klasse groß;
- (2) vergleichsweise kleiner Umgebungsarealfaktor, $U_f = 29$;
- (7) überdurchschnittlich hoher Gewässernetzindex;
- die übrigen Merkmale sind bei durchschnittlichen Werten und sehr hohen Streuungen zur Klassencharakterisierung nicht geeignet.

Tab. 53: *Klassendiagnose: die prozentualen (positiven und negativen) Abweichungen (Abw) des Klassenmittels (Mit) vom Gesamtmittel (Gesamt-Mit) der einzelnen Merkmale und die entsprechenden Variationskoeffizienten (Var) der Merkmale je Klasse für sechs Klassen der Klassifikation von 22 schleswig-holsteinischen Seen nach Einzugsgebietsmerkmalen.*

Merkmale	Klassen																		Gesamt-Mit
	1			2			3			4			5			6			
	Mit	Abw	Var	Mit	Abw	Var	Mit	Abw	Var	Mit	Abw	Var	Mit	Abw	Var	Mit	Abw	Var	
1 Seefläche in %	22,2	130	35	20,7	115	0	0,1	-99	0	11,9	23	0	1,0	-91	7	4,0	-58	47	9,6
2 Umgebungsarealfaktor	3,9	-94	35	3,8	-94	0	923,3	1256	0	7,4	-90	0	112,5	65	2	29,3	-57	47	68,4
3 Gewässerfläche in %	0,4	-88	231	0,0	-100	0	1,8	-38	0	0,3	-90	0	14,2	367	9	3,0	2	97	3,0
4 Waldfläche in %	15,1	-7	38	87,7	439	0	3,9	-75	0	0,0	-100	0	15,0	-8	3	13,2	-19	55	16,3
5 Grünlandfläche in %	16,0	6	68	1,5	-91	0	12,0	-20	0	18,7	23	0	13,2	-13	20	16,3	7	39	15,2
6 bebaute Fläche in %	1,7	56	147	0,0	-100	0	2,0	-49	0	35,1	795	0	2,0	-49	71	3,2	-19	80	3,9
7 Gewässernetzindex	0,5	51	78	0,0	-100	0	1,1	19	0	0,7	-27	0	1,0	7	11	1,2	33	22	0,9
Anzahl der Elemente (Seengebiete)	6			1			1			1			2			11			

Die mit Einfelder See, Selenter See, Blunker See, Ihlsee, Dobersdorfer See und Wittensee besetzte Klasse 1 ist einschließlich des Garrensees, der allerdings erst auf der 4-Klassen-Stufe hinzukommt, als weitgehend „natürliche“ Klasse einzuschätzen, da sie bis zur letzten Fusionsstufe in dieser Besetzung erhalten bleibt. Die Merkmale 1 und 2 trennen diese Klasse eindeutig von den anderen Klassen. Der Anteil der Seefläche an der Fläche des Niederschlagsgebietes ist mit 22% überragend hoch und der Umgebungsarealfaktor mit $U_f = 3,9$ ist im Vergleich zu den anderen Klassen der kleinste.

Wie dem Dendrogramm 1 (Abb. 95) zu entnehmen ist, setzt sich die Klasse 6 aus zwei Teilklassen zusammen, die auf der 8-Klassen-Stufe noch getrennt bestehen und die sich nur sehr wenig voneinander unterscheiden, wie in dem geringfügigen Heterogenitätszuwachs auf einer höheren Fusionsstufe deutlich wird. In der Klasse 6 sind somit Seen zusammengefaßt, die keine hervorragenden Charakteristika und keine Merkmale mit besonders ausgeprägten Trenneigenschaften aufweisen. Bei durchaus unterschiedlicher Ausprägung der Einzelmerkmale – angezeigt durch hohe Variationskoeffizienten – sind die Objekte hinsichtlich der Merkmalskombinationen nur durch durchschnittliche Merkmalswerte gekennzeichnet.

Um die Relationen zwischen Einzugsgebiets- und Ganglinienmerkmalen aufdecken zu können, werden die Seengruppen, für die für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975 entsprechende Wasserstandsdaten zur Verfügung stehen, jeweils getrennt und einzeln nach Merkmalsarten klassifiziert. Damit wird ein höheres Maß an Vergleichbarkeit erreicht, als wenn die mit den Ganglinienmerkmalen klassifizierten Seengruppen der Klassifikation aller 22 Seen gegenübergestellt würden.

Die Klassifikation der sechs Seen (Zeitraum 1954–1975) nach den Einzugsgebietsmerkmalen ergibt, wie das Dendrogramm 2 (Abb. 96) zeigt, drei Klassen, die allerdings erst auf einem hohen Niveau des prozentualen Zuwachses zur Summe der Fehlerquadrate gebildet werden. Die Klassendiagnose (der nichtstandardisierten Merkmale) weist schon für eine Klassenzahl von fünf innerhalb der Klassen eine höhere Fehlerquadratsumme

aus als zwischen den Klassen. Daraus ergibt sich, daß eine Klassifizierung dieser Seen praktisch nicht möglich und nicht sinnvoll ist und daß sie einzeln – zumindest auf der Grundlage der verwendeten Merkmale – zu betrachten sind. Unabhängig davon ist jedoch festzustellen, daß die Reihenfolge der Zuordnungen zu Klassen – in diesem Fall zu nicht gesicherten Klassen – der im Dendrogramm 1 (Abb. 95), dem eine mehrfache Anzahl von Seen zugrundeliegt, vollständig entspricht.

Die Klassifikation der Seen der Zeitgruppen 1955–1965 und 1966–1975 nach den Einzugsgebietsmerkmalen führt aufgrund der Dendrogrammstruktur und der Ergebnisse der Klassendiagnose zu jeweils vier Klassen (vgl. Dendrogramm 4 und 6, Abb. 97 und 98).

Der Einfluß der Zusammensetzung des jeweiligen Datensatzes auf das Ergebnis der Klassifikation (VOGEL 1975: 278) zeigt sich im Vergleich der Dendrogramme 4 und 6 untereinander und mit dem Dendrogramm 1. Während im Dendrogramm 6 die allen Datensätzen gemeinsamen sechs Seen (Einfelder See, Großer Plöner See, Kleiner Plöner See, Wardersee, Selenter See, Bordesholmer See) – unter Berücksichtigung der verschiedenen Anzahl der Seen – etwa in gleicher Reihenfolge und gleichen Klassen wie im Dendrogramm 1 zugeordnet werden, ist das im Dendrogramm 4 nicht in dem Maße der Fall. Im Dendrogramm 6 werden beispielsweise der Einfelder See und der Selenter See schon auf der 2. Fusionsstufe zusammengeführt, im Dendrogramm 4 unter dem Einfluß der Merkmalswerte der anderen Seen erst auf der 8. Fusionsstufe. Die Tabellen 54 und 55 geben eine Übersicht über die Besetzung und die kennzeichnenden Eigenschaften der einzelnen Klassen.

Die mit mehreren Seen besetzten Klassen sind vergleichsweise heterogen strukturiert. Die Variationskoeffizienten der Merkmale je Klasse sind z. T. sehr hoch und genügen den vorgegebenen Grenzwertkriterien in der Regel nicht (vgl. Kap. 7.3.). In den Dendrogrammen kommt dieser Tatbestand darin zum Ausdruck, daß die Klassenbildung erst bei hohen Fehlerquadratsummen einsetzt.

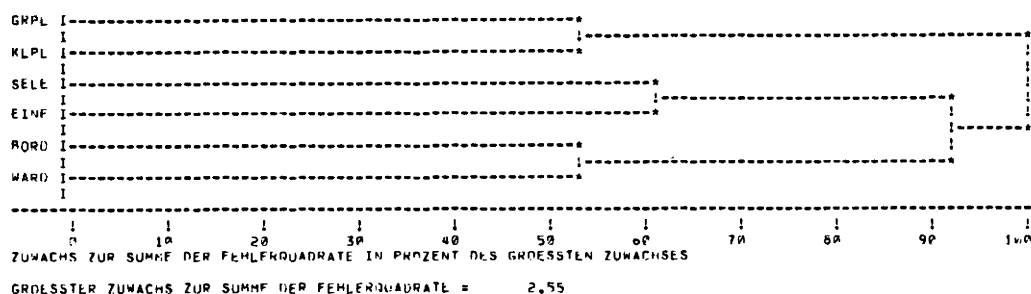


Abb. 96: Dendrogramm 2: Klassifikation von sechs Seen nach Einzugsgebietsmerkmalen.

Die Dendrogramme 1, 2, 4 und 6 (Abb. 95–98), die die Klassifikationsstruktur der nach Zahl und Zusammensetzung unterschiedlichen Seengruppen darstellen, weichen hinsichtlich der Klassenzuordnung der sechs Seen, die in allen Gruppen vertreten sind, erheblich voneinander ab. Nur wenige Seen in den vier verschiedenen Gruppen werden stets gleichen Klassen – z. T. allerdings erst auf relativ hohen Fusionsstufen – zugeordnet. Das sind beispielsweise der Einfelder See und Selenter See, die beide stets einer vergleichsweise gut abgegrenzten Klasse angehören, sowie der Kleine Plöner See und der Kleine Pönitzer See, die schon auf einer niedrigen Fusionsstufe zusammengeführt werden, und als selbständige

Klassen relativ lange erhalten bleiben (vgl. Dendrogramme 1 und 4, Abb. 95 und 97).

Von den Einzugsgebietsmerkmalen erweisen sich vor allem die Merkmale 1 und 2 (Seefläche und Umgebungsarealfaktor) – die übrigens bei einem Korrelationsfaktor von $-0,5$ nur schwach korreliert sind – als die stabilsten Merkmale mit den besten Trenneigenschaften. Die Unterschiede der übrigen Merkmale bzw. Merkmalskombinationen sind zwischen der Mehrzahl der Objekte offensichtlich nicht groß genug, um den Einfluß, den Zahl und Zusammensetzung auf das Klassifikationsergebnis ausüben, genügend zu unterdrücken.

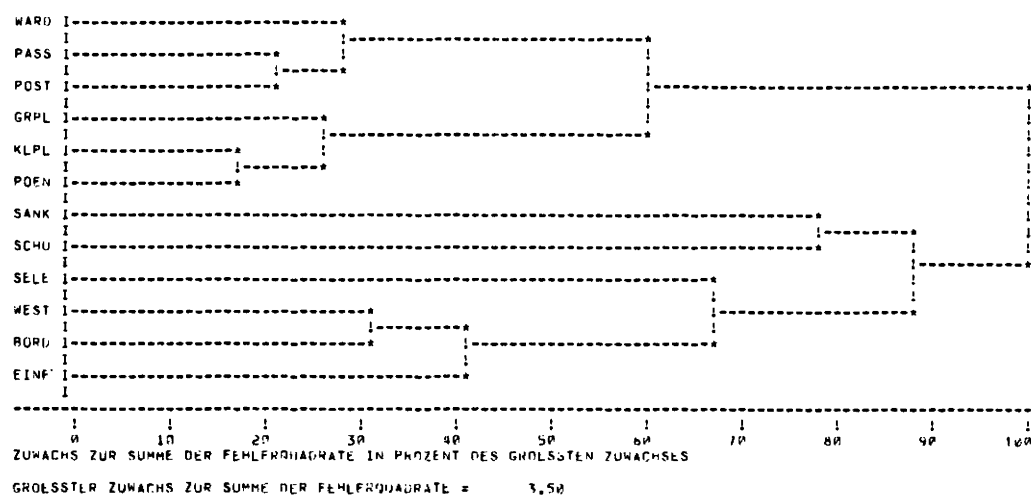


Abb. 97: Dendrogramm 4: Klassifikation von zwölf Seen nach Einzugsgebietsmerkmalen.

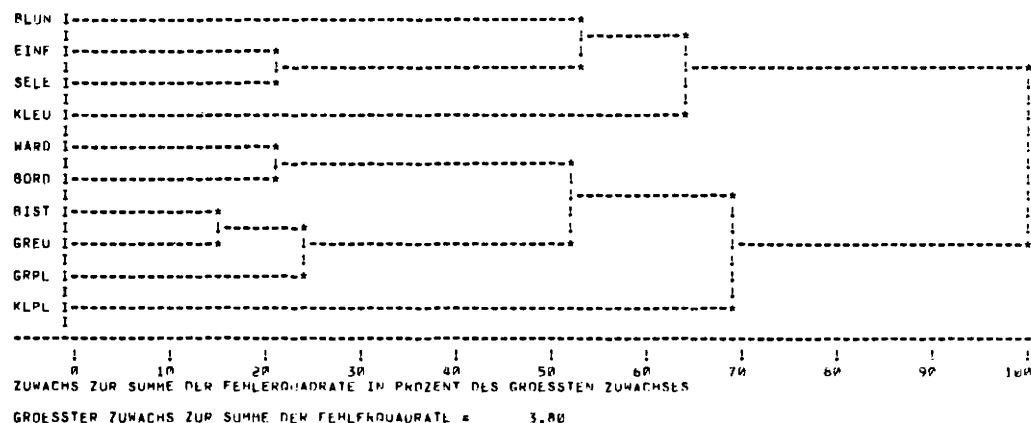


Abb. 98: Dendrogramm 6: Klassifikation von zehn Seen nach Einzugsgebietsmerkmalen.

Tab. 54: Klassendiagnose: die prozentualen (positiven und negativen) Abweichungen (Abw) des Klassenmittels (Mit) vom Gesamtmittel (Gesamt-Mit) der einzelnen Merkmale und die entsprechenden Variationskoeffizienten (Var) der Merkmale je Klasse für vier Klassen der Klassifikation von zwölf Seen (Zeitraum 1955–1965) nach Einzugsgebietsmerkmalen.

Merkmale	Klassen												Gesamt-Mit
	1			2			3			4			
	Mit	Abw	Var	Mit	Abw	Var	Mit	Abw	Var	Mit	Abw	Var	
1 Seefläche in %	3,1	-60	89	3,2	-57	0	0,1	-99	0	17,2	128	94	7,5
2 Umgebungsarealfaktor	59,7	-47	74	30,5	-73	0	923,3	710	0	14,5	-87	101	114,2
3 Gewässerfläche in %	7,6	85	75	0,1	-98	0	1,8	-56	0	0,4	-90	185	4,1
4 Waldfläche in %	12,5	28	24	1,8	-82	0	3,9	-60	0	9,2	-6	49	9,8
5 Grünlandflächen in %	14,6	-14	20	31,6	-87	0	12,0	-29	0	18,0	6	20	16,9
6 bebaute Fläche in %	1,9	-37	70	0,9	-69	0	2,0	-31	0	5,3	79	61	2,9
7 Gewässernetzindex	1,1	0	17	1,9	75	0	1,1	1	0	0,9	-19	32	1,1
Anzahl der Elemente (Seengebiete)	6			1			1			4			

Tab. 55: Klassendiagnose: die prozentualen (positiven und negativen) Abweichungen (Abw) des Klassenmittels (Mit) vom Gesamtmittel (Gesamt-Mit) der einzelnen Merkmale und die entsprechenden Variationskoeffizienten (Var) der Merkmale je Klasse für vier Klassen der Klassifikation von zehn Seen (Zeitraum 1966–1975) nach Einzugsgebietsmerkmalen.

Merkmale	Klassen												Gesamt-Mit
	1			2			3			4			
	Mit	Abw	Var	Mit	Abw	Var	Mit	Abw	Var	Mit	Abw	Var	
1 Seefläche in %	26,6	126	34	11,9	1	0	5,0	-57	46	0,9	-92	0	11,8
2 Umgebungsarealfaktor	3,1	-88	42	7,4	-68	0	24,3	-4	64	114,0	355	0	25,2
3 Gewässerfläche in %	0,7	-75	161	0,3	-89	0	2,1	-24	148	15,0	429	0	2,8
4 Waldfläche in %	14,1	6	41	0,0	-100	0	15,1	13	51	15,4	15	0	13,3
5 Grünlandfläche in %	22,5	29	48	18,7	7	0	15,4	-12	35	11,3	-35	0	17,5
6 bebaute Fläche in %	2,6	-56	138	35,1	492	0	2,7	-55	85	3,0	-49	0	5,9
7 Gewässernetzindex	0,4	-52	87	0,7	-24	0	1,2	32	14	1,1	18	0	0,9
Anzahl der Elemente (Seengebiete)	3			1			5			1			

Es ist nicht auszuschließen, daß für diese Objekte die im WARD-Verfahren begründete Eigenschaft, den Daten eine „(Modell)-Struktur“ aufzuzwingen, zum Tragen kommt. „Ward's Verfahren kann auch dann Klassen bilden, wenn keine vorhanden sind bzw. Klassen erzeugen, deren Kompaktheit keineswegs dem optischen Eindruck entspricht, den das Dendrogramm vermittelt“ (VOGEL 1975: 324). Im Datensatz der 22 Seen (Dendrogramm 1, Abb. 95) scheint das für die Klasse 6, die elf Seen umfaßt, zuzutreffen, die nur durch vergleichsweise schwach ausgeprägte Eigenschaften charakterisiert ist.

7.2.2. Klassifikation nach Ganglinienmerkmalen

Die Klassifikation der Seen nach den Ganglinienmerkmalen (vgl. Tab. 56) und die Kennzeichnung der jeweils wesentlichen Klasseneigenschaften ist für die drei Seen-Gruppen der Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975 den folgenden Aufstellungen zu entnehmen: Klassifikation der sechs Seen für den Zeitraum 1954–1975 in drei Klassen, Dendrogramm 3 (Abb. 99):

Klasse 1 (Einfelder See, Selenter See):

- (1) Jahresperiode als Hauptperiode;
- (2) sehr hohe Amplitude der Jahresperiode;
- (3) große Phasendifferenz von 3,2 Monaten;
- (4) keine ausgeprägte 2. Periode;
- (5) damit auch keine 2. Amplitude;
- (6) hohe Persistenz von 1–2 Monaten, allerdings relativ große Streuung ums Klassenmittel;
- (8) hoher und signifikanter Autokorrelationskoeffizient r_1 ;
- (10) Maximum des durchschnittlichen Wasserstandes im März.

Klasse 2 (Kleiner Plöner See, Wardersee):

- (1) keine Jahresperiode, 4–5-Monatsperiode als Hauptperiode;
- (4) deutliche 2. Periode als 2–3-Monatsperiode mit
- (5) relativ hoher Amplitude;
- (6) keine Persistenz;
- die übrigen Merkmale sind bei großen Streuungen um das Klassenmittel bzw. mit nur durchschnittlichen Merkmalswerten zur Klassencharakterisierung nicht geeignet.

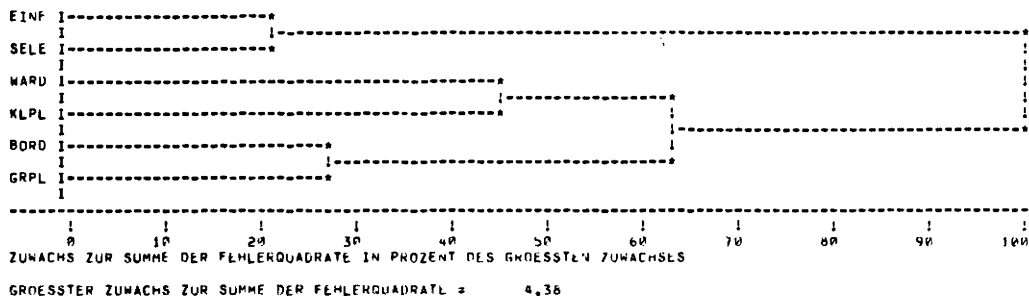


Abb. 99: Dendrogramm 3: Klassifikation von sechs Seen (Zeitraum 1954–1975) nach Ganglinienmerkmalen.

Klasse 3 (Großer Plöner See, Bordscholmer See):

- (1) Jahresperiode als Hauptperiode;
- (4) deutliche, aber nicht signifikante 2. Periode als 2–3-Monatsperiode mit
- (5) geringer Amplitude;
- die übrigen Merkmale sind zur Klassencharakterisierung nicht geeignet.

- (5) niedrige Amplitude;
- (6) Persistenz von einem Monat;
- (8) signifikanter Autokorrelationskoeffizient r_1 ;
- (9) schwach positiver nichtsignifikanter Trend;
- (10) Maximum des durchschnittlichen Wasserstandes im März;
- (11) Minimum des durchschnittlichen Wasserstandes im Oktober.

Klassifikation der zwölf Seen für den Zeitraum 1955–1965 in fünf Klassen, Dendrogramm 5 (Abb. 100):

Klasse 1 (Einfelder See, Selenter See):

- (1) signifikante Jahresperiode als Hauptperiode;
- (2) sehr hohe Amplitude der Jahresperiode;
- (3) große Phasendifferenz von 3,7 Monaten;
- (4) 2. Periode als nichtsignifikante 5-Monatsperiode vorhanden;

Klasse 2 (Großer Plöner See, Bordscholmer See):

- (1) signifikante Jahresperiode als Hauptperiode;
- (2) hohe Amplitude der Jahresperiode;
- (3) Phasendifferenz von 2,6 Monaten;
- (6) keine Persistenz;
- (9) signifikanter positiver Trend.

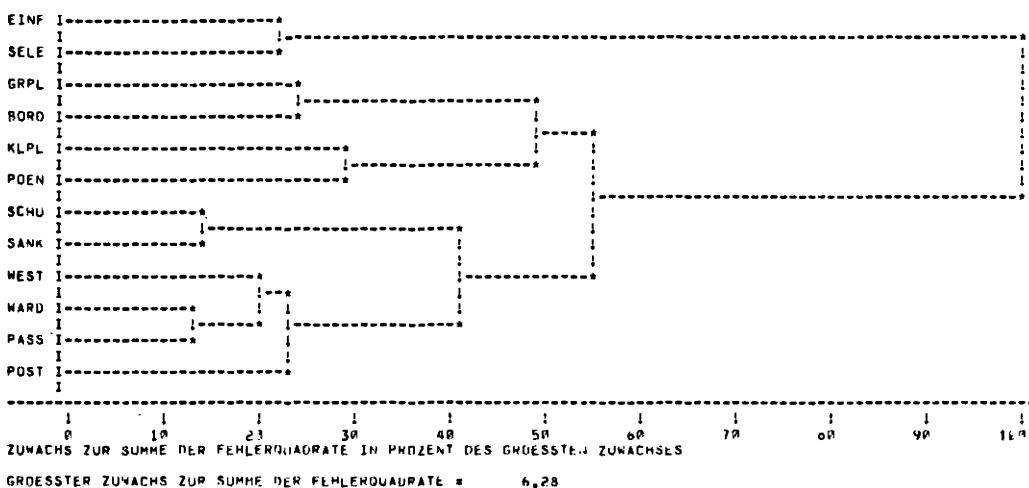


Abb. 100: Dendrogramm 5: Klassifikation von zwölf Seen (Zeitraum 1954–1975) nach Ganglinienmerkmalen.

Tab. 56: Ganglinienmerkmale von insgesamt 16 schleswig-holsteinischen Seen für die Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975.

Ganglinienmerkmale 1954–1975											
Merkmale											
See	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
EINF	13,0	0,71	2,8	0,0	0,00	2,0	0,54	0,36	-0,0534	4,9	11,9
GRPL	13,0	0,41	2,7	4,0	0,23	1,0	0,56	0,12	-0,0165	4,1	11,1
KLPL	5,8	0,50	0,6	2,4	0,22	0,0	0,41	-0,01	-0,0897	3,5	6,1
WARD	3,7	0,26	0,3	2,5	0,30	0,0	0,55	-0,25	-0,0336	2,5	10,3
SELE	13,0	0,58	3,6	0,0	0,00	1,0	0,55	0,31	-0,0254	5,4	12,2
BORD	13,0	0,35	1,9	2,9	0,21	0,0	0,60	-0,02	0,0072	2,4	11,3
Ganglinienmerkmale 1955–1965											
Merkmale											
See	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
EINF	13,0	0,54	3,3	3,5	0,21	1,0	0,48	0,24	0,0648	5,0	12,1
GRPL	13,0	0,50	2,9	2,7	0,23	0,0	0,54	0,14	0,1333	4,0	11,4
KLPL	6,5	0,47	0,9	2,4	0,24	0,0	0,28	-0,09	-0,0340	4,0	6,3
WARD	3,3	0,29	0,2	2,6	0,32	0,0	0,57	-0,34	0,2150	2,7	9,4
SELE	13,0	0,53	4,1	6,5	0,25	1,0	0,50	0,22	0,0918	5,6	12,3
BORD	13,0	0,35	2,2	2,7	0,14	0,0	0,64	-0,17	0,1896	2,1	10,8
WEST	3,7	0,33	0,3	2,7	0,32	0,0	0,54	-0,14	0,0549	3,1	9,7
SCHU	13,0	0,15	0,4	2,9	0,35	0,0	0,65	-0,37	0,0726	3,1	9,1
SANK	10,4	0,19	0,5	2,9	0,24	0,0	0,63	-0,21	0,0725	2,6	8,3
POEN	10,4	0,24	2,8	2,0	0,30	0,0	0,22	-0,17	0,0744	2,6	9,0
PASS	3,5	0,27	0,2	2,7	0,32	0,0	0,41	-0,21	0,1553	2,6	9,4
POST	3,1	0,27	0,2	2,5	0,47	0,0	0,41	-0,36	0,1579	3,6	10,9
Ganglinienmerkmale 1966–1975											
Merkmale											
See	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
EINF	13,0	0,92	2,2	0,0	0,00	2,0	0,59	0,50	-0,2014	5,1	11,9
GRPL	13,0	0,39	1,8	4,0	0,27	0,0	0,57	0,11	-0,0930	4,2	11,0
KLPL	5,7	0,50	0,2	2,4	0,21	0,0	0,53	0,04	-0,2150	2,8	5,7
WARD	4,0	0,32	0,1	2,5	0,27	0,0	0,52	-0,20	-0,0464	2,2	11,6
SELE	13,0	0,71	2,7	0,0	0,00	1,0	0,50	0,40	-0,0939	5,1	12,3
BORD	13,0	0,41	1,6	2,0	0,30	0,0	0,52	0,03	-0,0618	2,6	11,8
GREU	2,5	0,40	0,5	2,0	0,34	0,0	0,57	0,09	-0,0124	2,9	10,5
KLEU	13,0	0,35	0,9	2,5	0,25	0,0	0,26	-0,25	-0,0550	2,5	11,0
BIST	5,8	0,25	0,3	2,4	0,24	0,0	0,61	-0,18	0,0767	2,9	10,6
BLUN	13,0	0,90	3,1	0,0	0,00	2,0	0,56	0,56	-0,4467	6,0	12,7

- 1 1. Periode in Monaten
- 2 Amplitudenhöhe im normierten Spektrum der 1. Periode
- 3 Phasendifferenz zwischen Niederschlag und Wasserstandsänderung
- 4 2. Periode in Monaten
- 5 Amplitudenhöhe der 2. Periode
- 6 Erhaltungsneigung in Monaten
- 7 Kreuzkorrelationskoeffizient r_{xy} für $k = 0$
- 8 Autokorrelationskoeffizient r_t der Wasserstandsänderung
- 9 Regressionskoeffizient der Trendgeraden
- 10 durchschnittliches Minimum des mittleren Wasserstandes
- 11 durchschnittliches Maximum des mittleren Wasserstandes

Klasse 3 (Kleiner Plöner See, Kleiner Pönitzer See):

- (4) 2. Periode als nichtsignifikante 2-Monatsperiode;
- (6) keine Persistenz;
- (7) sehr niedriger, nichtsignifikanter Autokorrelationskoeffizient r_1 ;
- (10) Minimum des durchschnittlichen Wasserstandes im September.

Klasse 4 (Schulensee, Sankelmarker See):

- (1) Jahresperiode vorhanden, aber nicht signifikant;
- (2) geringe Amplitude;
- (3) sehr geringe Phasenverschiebung von 0,5 Monat;
- (6) keine Persistenz;
- (8) hoher negativer Autokorrelationskoeffizient r_1 ;
- (9) schwacher positiver nichtsignifikanter Trend.

Klasse 5 (Wardersee, Westensee, Passader See, Postsee):

- (1) keine Jahresperiode, nichtsignifikante 3-Monatsperiode;
- (3) keine Phasendifferenz;
- (6) keine Persistenz;
- (8) hoher negativer Autokorrelationskoeffizient r_1 .

Klassifikation der zehn Seen für den Zeitraum 1966–1975 in vier Klassen, Dendrogramm 7 (Abb. 101):

Klasse 1 (Einfelder See, Selenter See, Blunker See):

- (1) hochsignifikante Jahresperiode als Hauptperiode;
- (2) sehr hohe Amplitude;
- (3) große Phasendifferenz von 2,7 Monaten;
- (4) keine 2. Periode;
- (5) damit auch keine Amplitude;
- (6) hohe Persistenz von 1,7 Monaten;
- (8) sehr hoher, signifikanter Autokorrelationskoeffizient r_1 ;
- (10) Maximum des durchschnittlichen Wasserstandes im März.

Klasse 2 (Kleiner Plöner See):

- (1) keine Jahresperiode, signifikante Halbjahresperiode als Hauptperiode;
- (2) hohe Amplitude;
- (3) Phasendifferenz sehr gering;
- (4) 2. Periode als nichtsignifikante 2–3-Monatsperiode;
- (6) keine Persistenz;
- (8) sehr niedriger Autokorrelationskoeffizient r_1 ;
- (10) Maximum des durchschnittlichen Wasserstandes im Januar;
- (11) Minimum des durchschnittlichen Wasserstandes im April.

Klasse 3 (Wardersee, Großer Eutiner See, Bistensee):

- (1) keine Jahresperiode, signifikante 4-Monatsperiode als Hauptperiode;
- (2) hohe Amplitude;
- (4) 2. Periode als nichtsignifikante 2-Monatsperiode;
- (5) niedrige Amplitude;
- (6) keine Persistenz.

Klasse 4 (Großer Plöner See, Bordesholmer See, Kleiner Eutiner See):

- (1) signifikante Jahresperiode als Hauptperiode;
- (2) mittlere Amplitudenhöhe;
- (4) 2. Periode als nichtsignifikante 3-Monatsperiode;
- (5) geringe Amplitudenhöhe;
- (6) keine Persistenz;
- (9) nichtsignifikanter negativer Trend.

Im Gegensatz zur Klassifikation der Seen nach Einzugsgebietsmerkmalen erbringt die nach Ganglinienmerkmalen zwischen den Datensätzen der drei – nach der Verfügbarkeit der Wasserstandsdaten zusammengesetz-

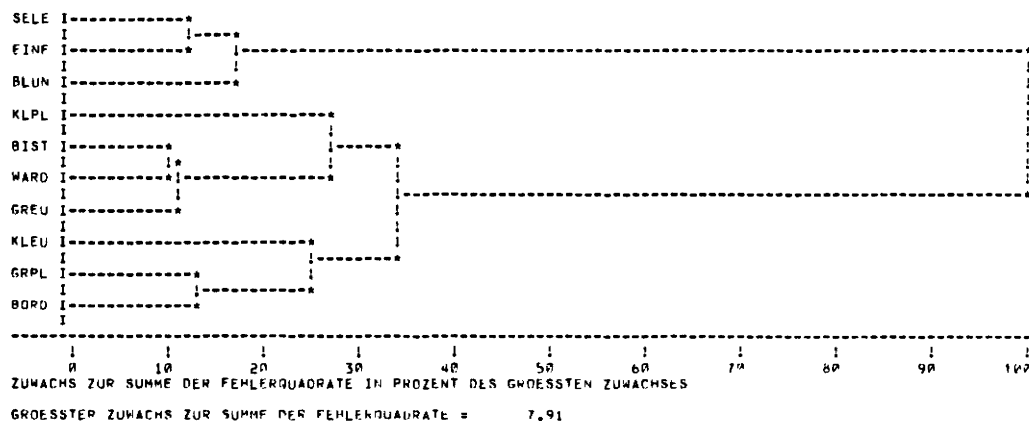


Abb. 101: Dendrogramm 7: Klassifikation von zehn Seen (Zeitraum 1966–1975) nach Ganglinienmerkmalen.

Tab. 57: Vergleich der Ergebnisse der Klassifikation nach Ganglinienmerkmalen für die drei Seengruppen und der Besetzung der Klassen.

Klasse	1954–1975	1955–1965	1966–1975
1	Einfelder See Selenter See	Einfelder See Selenter See	Einfelder See Selenter See Blunker See
2	Gr. Plöner See Bordesholmer See	Gr. Plöner See Bordesholmer See	Gr. Plöner See Bordesholmer See Kl. Eutiner See
3	Kl. Plöner See Wardersee	Kl. Plöner See Kl. Pönitzer See	Kl. Plöner See
4		Wardersee Westensee Passader See Postsee	Wardersee Bistensee Gr. Eutiner See
5		Schulensee Sankelmarker See	

ten – Seengruppen der Zeiträume 1954–1975, 1955–1965 und 1966–1975 sowohl hinsichtlich der Klassenbesetzung als auch der Klasseigenschaften sehr viel bessere Übereinstimmungen. Die allen Datensätzen gemeinsamen sechs Seen werden – unter Berücksichtigung der Fusionsstufen – stets in der gleichen Weise Klassen zugeordnet, wie Tab. 57 deutlich macht. Das ist insofern bemerkenswert, als sich die Merkmalswerte der einzelnen Seen in den drei Zeitgruppen z.T. erheblich unterscheiden. Daraus ist zu folgern, daß bei Veränderungen der äußeren Verhältnisse – hier der klimatischen und zwar vorwiegend in der Form der Niederschläge – die Reaktion darauf bei allen Seen zwar in der ihnen entsprechenden Weise aber insgesamt in der gleichen Richtung erfolgt.

Die Klasse, in der in allen drei Fällen der Einfelder See und der Selenter See zusammen erscheinen, ist gegenüber den anderen Klassen besonders gut durch die Mehrzahl der Merkmale abgegrenzt. Sie wird sehr früh gebildet und bleibt dann unverändert bis zur letzten Fusionsstufe erhalten.

Die verwendeten Ganglinienmerkmale besitzen überwiegend so qualifizierte Trenneigenschaften, daß eine Klassenbildung mit hohen „Distanzen“ zwischen den Klassen möglich wird. Die Merkmale, die die Periodizität (1, 2, 4 und 5), die Autokorrelation (6 und 8) des Prozesses der Wasserstandsänderung sowie das Merkmal (3), das mit der Phasendifferenz die Beziehung zwischen Wasserstandsänderung und Niederschlag kennzeichnet, tragen aufgrund der Ergebnisse der Klassendiagnose am meisten zur Partition der Klassen bei.

Da die Anzahl vergleichbarer Merkmalsträger, d.h. hier See-Niederschlagsgebiete – bedingt durch die Zeitreihenlänge der Wasserstandsdaten (vgl. Kap. 6.1.1.) – mit Gruppengrößen zwischen 6 und 12, nur in einem Fall von 22, sehr gering ist, wurde die Gruppierung nur nach einem Verfahren vorgenommen, um einen der Datenlage unangemessenen Rechenaufwand zu vermeiden. Es wurde daher Abstand davon genommen, die so erzielten Gruppierungsergebnisse einer vergleichenden Unter-

suchung mit anderen Gruppierungsverfahren zu unterziehen, eine Verfahrensweise, die bei besserer Datenlage anzuwenden ist.

Wegen der geringen Stichprobenumfänge und der möglicherweise nicht hinreichenden Überprüfung der Gruppierungssicherheit muß die Gruppierung selbst und die daraus abgeleitete Typisierung als dem Datenstand entsprechend vorläufig angesehen werden.

7.3. Typisierung der See-Niederschlagsgebiete

Typisierung ist ganz allgemein die Zuordnung von Elementen zu Typen, wobei Typ als Grundform verstanden wird, der eine Klasse von Elementen gemeinsam ist und die von ihr repräsentiert werden. Ziel der Typisierung ist es, die charakteristischen Eigenschaften einer Klasse in bereinigter Form darzustellen, um durch diese Abstraktion die Vielfalt der Erscheinungen auf das wesentliche zu reduzieren.

Die Zuordnung von Elementen zu Typen setzt die Existenz dieser Typen d.h. eine Klassifikation voraus, die allerdings nicht notwendigerweise numerischer Art zu sein braucht (VOGEL 1975: 5). Eine numerische Klassifikation bietet eine wenigstens teilweise von subjektiven Einflüssen bereinigte Ausgangsbasis für die Typisierung.

In diesem Sinne werden auch die erzielten Klassifikationsergebnisse bewertet, die unter Berücksichtigung vergleichsweise weniger realer und abgeleiteter Parameter erstellt wurden, und die nur annähernd die komplexen See-Umland-Systeme kennzeichnen können. Zur Typisierung werden daher auch in der Klassifikation notwendigerweise unberücksichtigt gebliebene nichtnumerische Daten eingesetzt, die z.T. auch nur für wenige Gebiete vorhanden sind, wie etwa Angaben über Grundwasserhältnisse, Bodenarten, Geologie u.a. Auch ein gewisses Maß an „Erfahrung“, die im Umgang mit den untersuchten Gebieten erworben wurde und die nicht immer in konkreten Werten zu formulieren ist, gehen in die Typisierung mit ein, so daß ein gewisser subjektiver Einfluß nicht gänzlich vermieden werden kann.

Die hier versuchte Typisierung soll sich nicht allein am See selbst orientieren, der durch morphographische, physikalisch-hydrologische und/oder hydrochemische Kennwerte zu charakterisieren ist, sondern vielmehr und vor allem die Beziehung See-Umland, also das Gesamtsystem Niederschlagsgebiet als Ökosystem zur Grundlage haben. Denn die Gewässer können „ohne die umgebende Landschaft gar nicht existieren, jedes Gewässer ist vielmehr Glied der Landschaft, von der es, wenn man das Klima zur Landschaft rechnet, seine Eigenschaften empfängt und auf die es seinerseits beeinflussend zurückwirkt“ (SIOLI 1959: 216).

Da die Ganglinie eines Sees der integrale Ausdruck aller im hochkomplexen Beziehungsgefüge See-Umland ablaufenden Prozesse ist, erscheint es gerechtfertigt, die Typenbezeichnung nach Kennwerten der Ganglinien vorzunehmen. Dabei wird nicht so sehr die augenfällige Physiognomie im Vordergrund stehen, sondern mehr die in den vorangegangenen Kapiteln dargestellten aus der Ganglinie extrahierten Informationen, die Hinweis und Beleg für bestimmte See-Umland-Relationen sind.

Es lassen sich auf der Grundlage der hier untersuchten schleswig-holsteinischen Seen zwei Typengruppen von Seen im Bereich vorwiegend glazialgeprägter Landschaftsräume herausstellen:

- Seen mit jahresperiodischen Wasserstandsbewegungen (Typ 1 und 2),
- Seen mit nichtjahresperiodischen bzw. kurzperiodischen Wasserstandsbewegungen (Typ 3 und 4).

Typ 1: Seen mit jahresperiodischen Wasserstandsbewegungen und keinem bzw. unbedeutendem oberirdischem Zu- und/oder Abfluß. In diesem Seetyp sind die oberirdisch zu- und abflußlosen Seen Blunker See und Garrensee und Einfelder See, Selenter See und Ihlsee mit jeweils Zu- und/oder Abfluß zu stellen (vgl. Abb. 1).

Der Typ ist folgendermaßen zu kennzeichnen (vgl. Tab. 51): Der Anteil der Seefläche an der Fläche des Niederschlagsgebietes ist mit etwa 20–25% sehr hoch. Demzufolge ist auch der Umgebungsarealfaktor mit $U_f \cong 5$ sehr klein. Der See liegt mehr oder weniger in der Mitte der umgebenden Landflächen. Das Gewässernetz ist nur schwach ausgebildet. Im Niederschlagsgebiet der oberirdisch zu- und abflußlosen Seen fehlt es völlig, in den Seegebieten mit Zu- und/oder Abfluß ist der Gewässernetzindex mit etwa 0,6 km/km² sehr gering. Bei vorhandenem oberirdischem Zu- und/oder Abfluß sind die entsprechenden Zu- und Abflußmengen im Vergleich zu den anderen Wasserhaushaltsgrößen von untergeordneter Bedeutung. Zeitweise setzt dieser Zu- und Abfluß vollständig aus, so daß diese Seen wie die ständig oberirdisch zu- und abflußlosen Seen mit ihren Niederschlagsgebieten im Sinne von SCHUMANN (1968) als Binnenentwässerungsgebiete anzusehen sind.

Der Wasserstand hat einen ausgeprägten jahresperiodischen Gang mit dem Maximum in den Monaten März/April und dem Minimum in den Monaten Oktober/November. Das Wasserstandsmaximum folgt mit einer Zeitverschiebung von etwa einem Monat dem Grundwasserstandsmaximum. Für die Jahresperiode besteht zwischen dem Niederschlag und der Wasserstandsänderung eine durchschnittliche Phasendifferenz von 2–3 Monaten, die bei einem Niederschlagsmaximum im August um bis zu einem Monat größer wird als bei einem solchen im November/Dezember. Die Tendenzen der Wasserstandsbewegungen bleiben über längere Zeiten stabil, was in einer hohen Erhaltungsneigung der Wasserstandsänderung von 1–2 Monaten zum Ausdruck kommt.

Die Abweichungen von der Grundform des Typs ergeben sich für das im einzelnen betrachtete Seegebiet aus der jeweiligen naturräumlichen Ausstattung, was an einigen Beispielen dargestellt werden kann.

Die Ganglinien vom Blunker See und Garrensee stimmen bis auf die deutlich abgeschwächte jahresperiodische Amplitudenhöhe des Garrensees in allen Zügen überein (vgl. Abb. 102). Für diesen Unterschied sind im wesentlichen zwei Gründe maßgebend:

1. Im Gegensatz zum Blunker Seegebiet ist das Garrenseegebiet überwiegend bewaldet. Damit ist auch die Landverdunstung vergleichsweise sehr hoch und die Grundwasserneubildungsrate und damit auch der Grundwasserabfluß relativ gering. Hinzu kommt, daß der Jahresniederschlag des im Osten des Landes gelegenen Garrenseegebietes um etwa 100 mm niedriger als im Blunker Seegebiet ist (vgl. Abb. 45). Dem Gebietswasserhaushalt „fehlen“ damit vor allem für die Wasserhaushaltsgröße Gesamtabfluß von vornherein eben diese 100 mm.

2. Durch die allseitig hohe und waldbestandene Uferumrahmung des Garrensees ist nach den von SCHULZ (1973: 89) am Glashütter Waldsee im Segeberger Forst gemachten Untersuchungen damit zu rechnen, daß die Verdunstung von der freien Wasserfläche infolge geringen Luftmassenaustausches sehr viel geringer als etwa am Blunker See ist. Daher können sowohl die verdunstungsbedingten Absinkbewegungen im Laufe des Sommerhalbjahres wie auch die zuflußverstärkten Anstiegsbewegungen des Seespiegels im Laufe des Winterhalbjahres am Garrensee nicht die am Blunker See registrierten Ausmaße erreichen.

Die geologische Struktur und das Substrat modifizieren ebenfalls stark die Grundform des hier dargestellten Typs. Während der Einfelder See, der Blunker See, der Ihlsee und wohl auch der Garrensee als Toteisformen anzusehen sind, die in glazifluvialen Sedimenten (Sandern) oder im unmittelbaren Kontakt zu diesem angelegt wurden, erfüllt der Selenter See ein Zungenbecken, das überwiegend von Moränenablagerungen umgeben ist.

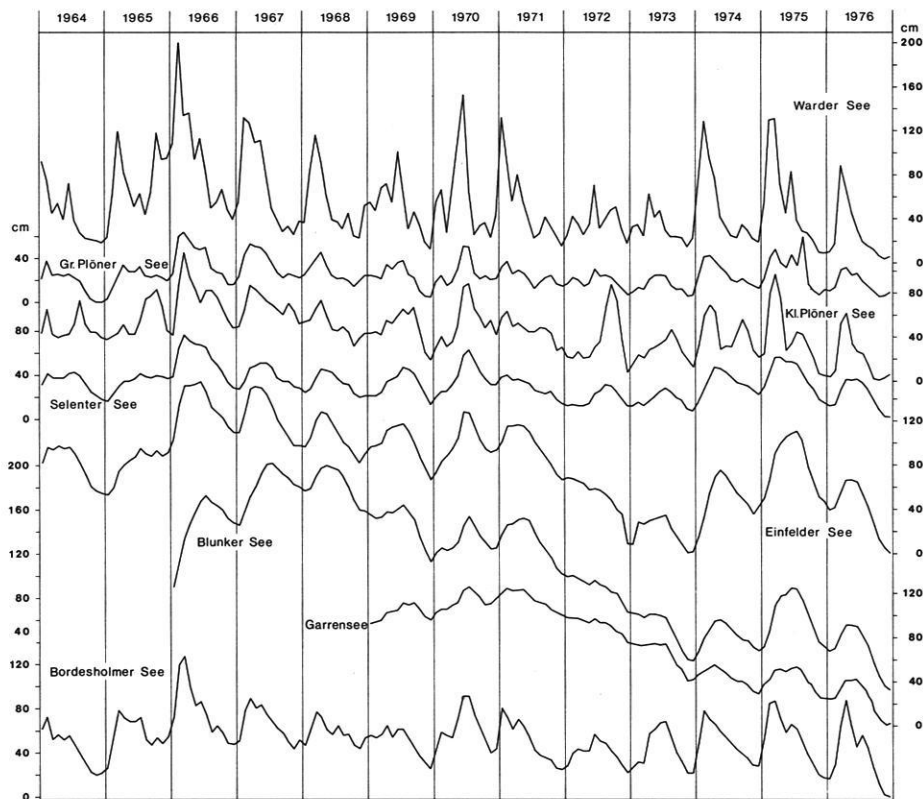


Abb. 102: Wasserstandsganglinien des Wardersees, Gr. Plöner Sees, Kl. Plöner Sees, Selenter Sees, Einfelders Sees, Blunker Sees, Garrensees und Bordesholmer Sees für den Zeitraum 1966–1976.

Aus diesen morphogenetisch bedingten Substratunterschieden der Niederschlagsgebiete ergeben sich hinsichtlich der Grundwasser- und Abflußverhältnisse ebenfalls Unterschiede, die auf die Wasserstandsbewegungen der Seen entscheidenden Einfluß haben.

Aus der Kenntnis der Grundwasserverhältnisse des Einfelders See- und des Blunker Seegebietes ist auch für den Ihlsee und Garrensee bei weitgehend übereinstimmender Ganglinienstruktur ebenfalls ein in breiter Front in sandigem Material stattfindender Grundwasserabfluß anzunehmen. Anders sieht es dagegen im Selenter Seegebiet aus. Die relative Konstanz in der durchschnittlichen Höhe des Wasserstandes des Selenter Sees, die ihren Ausdruck auch in den nur schwachen positiven bzw. negativen Trends in den Zeiträumen 1955–1965 und 1966–1975 findet, ist in erster Linie auf die morphogenetisch bedingten anderen geologischen und pedologischen Verhältnisse in der sogenannten Grundmoränenlandschaft zurückzuführen.

Abfluß findet in der Regel zwischen Januar und Juni statt und zwar nur solange, wie die Sohlenhöhe der beiden mit alten Stauanlagen versehenen Abflüsse noch nicht unterschritten ist. Nach Unterschreitung kann der See als oberirdisch zu- und abflußlos angesehen werden. In niederschlagsarmen Jahren kann das für das ganze Jahr hindurch der Fall sein.

Im Gegensatz zu den übrigen Seen dieses Typs ist der Wasserspiegel des Selenter Sees in den niederschlagsarmen Jahren nur vergleichsweise wenig abgesunken. Da die großen Absinkbeträge etwa vom Einfelders und Blunker See vor allem auf überdurchschnittlichen unterirdischen Abfluß zurückzuführen sind, ist für den Selenter See aus dem Ganglinienverlauf unter der berechtigten Annahme vergleichbarer Verdunstungsbeträge zu schließen, daß hier ein unterirdischer Nettoabfluß in dieser Größenordnung keinesfalls stattgefunden haben kann.

In den im weiteren Sinne oberirdisch zu- und abflußlosen Seen – d.h. oberirdisch zu- und abflußlose Seen einschließlich solcher mit nur temporärem oberirdischem Zu- und Abfluß – wird in der Wasserstandsganglinie und deren Schwankungsbeträgen der volle Umfang der Wechselwirkungen zwischen Niederschlag, Verdunstung und Gesamtabfluß deutlich. Durch den in den Binnenentwässerungsgebieten besonders großen unterirdischen Zu- und Abflüssen werden jahreszeitlich besonders bedeutsame Wasserhaushaltsgrößen in ihrer Wirkung verstärkt: die winterlichen Niederschläge durch einen hohen unterirdischen Nettozufluß, die sommerliche Seeverdunstung durch einen entsprechend hohen unterirdischen Nettoabfluß.

Ein oberirdischer Zu- und Abfluß stellt einen Ausgleich zwischen diesen Größen her, so daß die Ganglinie eines Sees unter diesen Bedingungen eine geringere jahresperiodische Schwingung aufweist.

Typ 2: Seen mit jahresperiodischen Wasserstandsbewegungen und oberirdischem Zu- und Abfluß.

In diesen sind der Große Plöner See, des Bordesholmer See und der Kleine Eutiner See zu stellen (vgl. Abb. 1), die auf den ersten Blick keine Gemeinsamkeiten zu haben scheinen und deren Niederschlagsgebiete hinsichtlich der morphographischen wie physiographischen Kennwerte (vgl. Tab. 51) in vergleichsweise weiten Grenzen streuen. Das betrifft vor allem die Größe sowohl der Seen als auch der zugehörigen Niederschlagsgebiete. Die Flächen haben einen Anteil von 5–10% am Niederschlagsgebiet, der Umgebungsarealfaktor liegt bei 10–15. Der Gewässernetzindex von 1,0 km/km² entspricht dem für das Jungmoränengebiet des östlichen Hügellandes im Durchschnitt ermittelten.

Der Wasserstand hat einen jahresperiodischen Verlauf. Daneben sind noch – im Gegensatz zum Typ 1 – nicht signifikante aber deutliche kurzperiodische Wasserstandsbewegungen vorhanden. Diese haben in den durch unterschiedliche Niederschlagsverteilungen ausgezeichneten Zeiträume 1955–1965 einerseits und 1966–1975 andererseits deutlich verschiedene Periodenlängen.

Maximum und Minimum des mittleren Wasserstandes liegen im Gegensatz zum Typ 1 früher und zwar im Dezember/Januar bzw. September. Die Phasendifferenz zwischen Niederschlag und Wasserstandsänderung beträgt nur 1–2 Monate und ist damit erheblich kürzer als im Typ 1.

Insgesamt bedeutet das, daß die Reaktionen des Seewasserstandes auf Niederschlagsereignisse im Einzugsgebiet sehr viel rascher erfolgen als beim Typ 1, da ein wirksames Vorflutersystem vorhanden ist und durch diese wie auch durch die Zu- und Abflüsse selbst der Anteil des direkten Abflusses (vgl. SCHRÖDER 1969) wesentlich erhöht und der verzögernde „Umweg“ über das Grundwasser eingeschränkt wird.

Bemerkenswert ist, daß so sehr verschieden große Gebiete wie die des Großen Plöner Sees, des Bordesholmer Sees und des Kleinen Eutiner Sees hinsichtlich der Wasserstandsbewegungen – als Ausdruck des wasserhaushaltlichen Geschehens in den Niederschlagsgebieten – durchaus vergleichbar sind, wenn auch die Schwankungsamplituden des Wasserstandes des Bordesholmer Sees größer als die des Großen Plöner Sees und des Kleinen Eutiner Sees sind.

Im jahresperiodischen Gang des Wasserstandes des Bordesholmer Sees spiegeln sich in ähnlicher Größenordnung ablaufende Wechselwirkungen der jahreszeitlich unterschiedlich dominanten Wasserhaushaltsgrößen wider, wie sie für den Typ 1 kennzeichnend sind. Allerdings gewinnt aufgrund gebietspezifischer, vorwiegend morphogenetisch bedingter Verhältnisse der direkte Abfluß gegenüber dem unterirdischen Abfluß an Bedeutung, was sich in den kurzperiodischen Komponenten der Wasserstandsänderungen niederschlägt, die je nach Niederschlagsverteilung der beiden betrachteten Zeiträume 1955–1965 und 1966–1975 verschieden sind.

Der jahresperiodische Gang des Wasserstandes des Großen Plöner Sees ist dagegen im wesentlichen auf eine Wasserhaushaltsgröße, nämlich die Verdunstung von der freien Wasserfläche, zurückzuführen. Sie allein bestimmt aufgrund der großen Seefläche trotz des unregelmäßig staugeregeltten Hauptzuflusses der Schwentine den jahreszeitlich jahresperiodischen Wasserstandsgang. Die im Schwentinezufluß gelegenen Seen – Großer Eutiner See, Kellersee, Dicksee – lassen in ihren Wasserstandsganglinien mit überwiegend kurzperiodischen Schwankungen keine oder nur sehr schwach ausgebildete jahreszeitlich bestimmte Wasserstandsbewegung erkennen. Somit spiegelt der Wasserstand des Großen Plöner Sees nur in beschränktem Umfang das tatsächlich im Niederschlagsgebiet ablaufende wasserhaushaltliche Geschehen wider.

Der Kleine Eutiner See ist in seiner Ganglinienstruktur der des Großen Plöner Sees sehr ähnlich. Die Relation Seefläche zur Fläche des Niederschlagsgebietes liegt in vergleichbarer Größenordnung. Hinsichtlich der raumstrukturellen Ausstattung bestehen allerdings bedeutende Unterschiede, da im Niederschlagsgebiet des Kleinen Eutiner Sees allein die bebaute Fläche 35% ausmacht.

Dadurch begünstigt gewinnt hier in stärkerem Maße – als etwa im Bordesholmer Seegebiet – der direkte Abfluß an Bedeutung und überdeckt den – im Großen Plöner See so stark wirksamen – Einfluß der Seeverdunstung. Demzufolge treten auch gegenüber der schwächer ausgeprägten Jahresperiode die kurzperiodischen Komponenten stärker hervor.

Typ 3: Seen mit kurzperiodischen Wasserstandsbewegungen und oberirdischem Zu- und Abfluß.

Diesem Typ sind der Wardersee, Postsee, Passader See, Große Eutiner See, Westensee, Schulensee, Kellersee und Dieksee zuzuordnen (vgl. Abb. 1). Wesentliches gemeinsames Kennzeichen ist das Fehlen einer ausgeprägten Jahresperiode und dafür das Vorherrschen kürzerer Perioden mit einer Länge von weniger als 6 Monaten. Im Vergleich zum Niederschlagsgebiet sind die Seeflächen mit einem Anteil von z. T. weit unter 5% sehr klein (vgl. Tab. 51). Der Einfluß des Niederschlagsgebietes auf Wasserstand und Wasserhaushalt des Sees ist demnach auch als recht groß zu erwarten. Die Unterschiede in den Flächenanteilen von Wald, Grünland und Ackerland bestimmen neben geologischen und pedologischen Differenzierungen zu einem guten Teil die gebietsspezifischen Modifikationen der Grundform des Typs. Der Gewässernetzindex von durchschnittlich 1,1 km/km² entspricht weitgehend dem Gebietsdurchschnitt (vgl. Tab. 51).

Da dieser Gewässernetzindex jedoch lediglich die Dichte, nicht aber den Zustand bzw. den Ausbau des Gewässernetzes bzw. des Vorflutersystems wiedergibt, können sich bei gleicher Dichte aber unterschiedlichem Ausbau in Form von Begradigungen und Vertiefungen im Hinblick auf die Abflußverhältnisse bedeutende Unterschiede ergeben, die sich in gebietsspezifischer Weise in den Gebietshaushalten und in der Struktur der Wasserstandsganglinien bemerkbar machen können.

Obgleich sich die diesem Typ zuzuordnenden Seeniederschlagsgebiete in den raumstrukturellen Ausstattungen z. T. sehr unterscheiden, erscheinen die wasserhaushaltlichen Verhältnisse – vereinfacht wiedergegeben durch die Wasserstandsbewegungen der Seen – vergleichsweise einheitlich.

Im deutlichen Gegensatz zu Typ 1 und in Übereinstimmung mit Typ 2 liegt das Maximum des mittleren Wasserstandes durchweg im Dezember/Januar, das Minimum im Juli/August und damit früher als in den Typen 1 und 2. Die geringe bis fehlende Autokorrelation des Prozesses der Wasserstandsänderung ist Ausdruck einer innerhalb kurzer Zeitabschnitte ständig wechselnden Tendenz der Wasserstandsbewegung. Eine Phasendifferenz zwischen Niederschlag und Wasserstandsänderung ist für die Kurzperioden nicht nachweisbar.

Am Beispiel des Wardersees ist zu erkennen, daß durch die unterschiedliche Niederschlagsverteilung in den Zeiträumen 1955–1965 und 1966–1975 die Länge der Kurzperioden beeinflusst wird.

Die kurzperiodischen Wasserstandsänderungen der Seen sind auf bestimmte Gebietsfaktoren, die den direkten Abfluß begünstigen, zurückzuführen. Deren Einzelwirkung oder Kombinationswirkung ist im Einzelfall nur schwer oder gar nicht zu erfassen. Diese Gebietsfaktoren lassen sich verallgemeinernd auf der Grundlage der zur Verfügung stehenden Informationen über die Gebietsausstattung folgendermaßen kennzeichnen und zusammenfassen:

- Substrate mit relativ geringer Infiltrationskapazität, wie sie in Gebieten mit lehmiger Grundmoräne verbreitet sind,
- größere zusammenhängende Niederungsflächen mit ganzjährig hoch unter Flur anstehendem Grundwasser (vgl. Wardersee- und Postseegebiet),
- ein Vorflutersystem, das das Niederschlagsgebiet relativ gleichmäßig erschließt und in seiner Wirksamkeit durch umfangreiche Drainage- und Meliorationsmaßnahmen verstärkt wird (vgl. Warderseegebiet),
- hohe Flächenanteile von Grünland und Ackerland, die sich einerseits begünstigend auf eine vergleichsweise große und früh im Jahr einsetzende Grundwasserneubildung und sich andererseits infolge geringerer Interzeptionsverluste auf die Höhe des effektiven Niederschlags auswirken.

Der Abfluß aus den Seen findet aufgrund der Retentionswirkung der Gewässer mit einer je nach Gewässermorphologie unterschiedlichen Verzögerung statt, so daß zunächst der Wasserstand der Seen im Vergleich zum unmittelbaren Niederschlagsinput auf den See überproportional ansteigt um dann meist innerhalb von Tagen wieder auf das Ausgangsniveau abzusinken. Am Beispiel des Wardersees zeigt sich, daß die Abflußganglinie des Abflusses, der Trave am Pegel Segeberg, nahezu identisch und synchron mit der Wasserstandsganglinie des Sees verläuft. Das bedeutet, daß durch die Wasserstandsganglinie des Sees die Größe und das Verhalten des Gebietsabflusses weitgehend repräsentiert wird.

Bemerkenswert ist, daß sich die für alle Zeiträume festzustellende und deutlich hervorhebende Jahresperiode der Niederschläge nicht in gleicher Weise auf die Wasserstandsbewegungen dieses Seentyps überträgt. Offensichtlich übertreffen die kurzperiodischen Änderungen, die vor allem auf den direkten Abfluß zurückzuführen sind, in ihrer Gesamtwirkung den übergeordneten jahreszeitlichen Gang der Verdunstung.

Im Gegensatz zu den Typen 1 und 2 wird der Wasserstand der Seen vom Typ 3 im wesentlichen durch die kurzfristigen Witterungsabläufe und weniger durch den jahreszeitlichen Gang des übergeordneten Klimas bestimmt.

Typ 4: Seen mit indifferenten Wasserstandsbewegungen und oberirdischem Zu- und Abfluß.

Zu diesem Typ zählen der Sankelmarker See, der Kleine Pönitzer See und der Bistensee (vgl. Abb. 1). Wesentliches Kennzeichen dieses Typs ist, daß weder die Jahresperiode noch irgendwelche Kurzperioden dominant und signifikant ausgebildet sind.

Für den Kleinen Pönitzer See ist für diese Ganglinienstruktur eine einfache Erklärung in der Stauhaltung der Zuflüsse sowie des Sees selbst zu sehen. Eine Bestätigung dafür, daß zwischen Niederschlag und staubeeinflusster Wasserstandsänderung praktisch kaum mehr eine Beziehung besteht, ergibt sich aus den äußerst geringen Koeffizienten der Kreuzkorrelation beider Größen. Für

die beiden anderen Seen, den Sankelmarker See und den Bistensee, sind die Kreuzkorrelationskoeffizienten dagegen überdurchschnittlich hoch (vgl. Tab. 48). Damit – wie auch durch das starke Auf und Ab beider Ganglinien – wird eine enge Beziehung zwischen Wasserstandsänderung und Niederschlag ausgewiesen.

Der Bistensee erreicht als Antwort auf das Niederschlagsmaximum im November/Dezember im Zeitraum 1966–1975 ein erstes Wasserstandsmaximum im Januar, dem ein zweites, das mit dem dann hohen Grundwasserstand in Zusammenhang gebracht werden kann, im April/Mai folgt. Das Minimum des Wasserstandes liegt im August/September (vgl. Tab. 50).

Eine gewisse jahreszeitliche Abhängigkeit der Wasserstandsbewegung – hervorgerufen durch die in den einzelnen Jahren des Zeitraumes 1966–1975 wechselnden Lage des Niederschlagsmaximums – deutet sich für den Bistensee in der jeweils nur schwach ausgebildeten Jahres- und Halbjahresperiode an. Insgesamt wird aber die Ganglinie des Bistensees durch kurzperiodische Wasserstandsbewegungen, die allerdings nicht bestimmten Periodenlängen zugewiesen werden können, geprägt.

Noch deutlicher tritt dies für den Sankelmarker See in Erscheinung, dessen Wasserstandsganglinie noch weniger eine jahres- oder halbjahresperiodische Bewegung erkennen läßt. Das Niederschlagsgebiet des Sankelmarker Sees ist fast waldfrei, der hohe Grünlandanteil von 32% ist weitgehend identisch mit den grundwasser-nahen Niederungsgebieten, die durch ein engmaschiges Grabensystem in den See hinein entwässern. Der Gewässernetzindex ist demzufolge mit 1,9 km/km² auch überdurchschnittlich groß. Alle diese Gebietsfaktoren bewirken, daß der direkte Abfluß das wasserhaushaltliche Geschehen von See und Niederschlagsgebiet dominiert und einen jahreszeitlichen Rhythmus weitestgehend unterdrückt und zwar in einem weit stärkerem Ausmaß als das generell für den Typ 3 der Fall ist.

Der Kleine Plöner See mit seiner scharf ausgeprägten und beherrschenden Halbjahresperiode ist keinem der vorangegangenen Typen zuzuordnen. Als Einzelfall in der Reihe der untersuchten Seen soll er aber keinen eigenen Typ bilden. Es soll nur abschließend versucht werden, eine Erklärung für seine von allen übrigen so abweichenden Ganglinienstruktur zu finden.

Der Kleine Plöner See schließt über den Trentsee unmittelbar an den Großen Plöner See an. Der Hauptabfluß aus dem Großen Plöner See in den Kleinen Plöner See hinein erfolgt über eine schräg angelegte und ausgebaute Gefällsstufe von etwa 1 m Höhe. Die Abflußmenge variiert entsprechend dem Wasserstand im Großen Plöner See.

Trotz dieser direkten Verbindung durch den Hauptabfluß bestehen zwischen den Ganglinien beider Seen nur geringe Übereinstimmungen (vgl. Abb. 54 und 102). Die absoluten Wasserstandsschwankungen des Kleinen Plöner Sees sind wesentlich größer als die des Großen

Plöner Sees. Das erklärt sich zwar daraus, daß ein erhöhter Abfluß sich stärker auf einen Anstieg im Kleinen Plöner See als auf ein Absinken im Großen Plöner See auswirkt. Nicht zu erklären sind damit die beiden mehr oder weniger deutlich ausgeprägten zwei Maxima des Wasserstandes im Kleinen Plöner See. Im Zeitraum 1955–1965 mit dem Niederschlagsmaximum im Juli/August liegt das erste Maximum wie für den Großen Plöner See im Februar, das zweite fällt mit dem Niederschlagsmaximum in den Juli/August. Die entsprechenden Wasserstandsminima liegen im April und im November. Dieses Novemberminimum tritt damit einen Monat später als für den Großen Plöner See ein. Im Zeitraum 1966–1975 mit dem Niederschlagsmaximum im Dezember liegt das erste Maximum bereits im Januar – für den Großen Plöner See im Februar –, das zweite Maximum im Juni/Juli zugleich mit dem zweiten Niederschlagsmaximum. Der Trend des Wasserstandes ist in den beiden Zeiträumen 1955–1965 und 1966–1975 stets größer als für den Großen Plöner See, im Zeitraum 1966–1975 entspricht er dem der Niederschläge.

Da die Kohärenz zwischen dem Großen und Kleinen Plöner See außer für die Jahresperiode durchschnittlich nur sehr gering ist und da der Große Plöner See lediglich eine nur sehr schwach angedeutete Halbjahresperiode aufweist, ist weitgehend auszuschließen, daß die Halbjahresperiode des Kleinen Plöner Sees unmittelbar durch den Großen Plöner See bestimmt wird.

Vielmehr leitet sich aus der Übereinstimmung zwischen der Lage des Sommermaximums von Wasserstand und Niederschlag ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen beiden Größen her, der durch den gleichstarken Trend von Wasserstand und Niederschlag noch bestätigt wird.

Das erste Wasserstandsmaximum im Januar/Februar wird durch das in allen Niederschlagsgebieten zu beobachtende Zusammenwirken von Niederschlag und Grundwasserabfluß hervorgerufen. Der starke Einfluß, den offensichtlich und im Gegensatz zu anderen Seen und Seegebieten die Sommerniederschläge auf den Kleinen Plöner See ausüben, erklärt sich weitgehend aus der Gebietsstruktur des engeren Niederschlagsgebietes – das ist das Niederschlagsgebiet des Sees ohne Berücksichtigung der über den Zufluß angeschlossenen „Hinterland“-Gebiete der Schwentine Seen –, in dem die Gewässerflächen einschließlich des Sees selbst insgesamt 41% der Flächen einnehmen. Diese große Wasserfläche reagiert ungleich schneller auf Niederschlagsereignisse als eine kleinere Fläche in einer entsprechend großen Landumgebung.

Da die Wasserspiegelanstiege des Kleinen Plöner Sees, die als unmittelbar durch Niederschläge induziert anzusehen sind, jedoch mehrfach größer sind als die entsprechende Niederschlagshöhe, muß zusätzlich – auf gleiche Niederschlagsereignisse zurückgehend – ein bedeutender direkter Abfluß aus der Landumgebung und vor allem aus dem Großen Plöner See in Rechnung gesetzt

werden. Eine Zunahme des Abflusses aus dem Großen Plöner See als Folge starker Sommerniederschläge erbringt bei der großen Fläche keine besonderen Wasserstandsänderungen, wohl aber für den Kleinen Plöner See mit seiner rund zehnmal kleineren Fläche.

Im Großen Plöner See wird der durch Staumaßnahmen im Niederschlagsgebiet hervorgerufene und über den Schwentine-Zufluß eingetragene überwiegend kurzperi-

odische Gang des Wasserstandes aufgrund seiner großen Wasserfläche durch die jahreszeitlich unterschiedlich wirksame Verdunstung jahresperiodisch überprägt. Über den Abfluß gelangt dieses jahresperiodische Grundmuster mit einer Phasendifferenz – je nach Zeitraum – von 0,5–1,5 Monaten in den Kleinen Plöner See, in dem aufgrund seiner Struktur des engeren Niederschlagsgebietes diesem Grundmuster Halbjahresperioden aufgesetzt werden.

8. Zusammenfassung

Einzugsgebiete sind heterogen strukturierte landschaftliche Ökosysteme, die von der Dynamik des Wasserumsatzes zwischen Niederschlag und Abfluß determiniert sind. Die gegenseitigen Lagebeziehungen und das wechselseitige Aufeinanderwirken von räumlichen Teilgliedern mit bestimmten Ausstattungen im Range von Topen oder Topgefügen sind wesentliche Charakteristika eines jeden Einzugsgebietes und für jedes Einzugsgebiet „individuell“ geprägt.

Im Niederschlagsgebiet des oberirdisch zu- und abflußlosen Blunker Sees konnten die zwischen Niederschlag und Wasserstandsänderungen ablaufenden Transformationsprozesse sowie deren Beeinflussung durch physiographische Faktoren (Geofaktoren) auf der Grundlage differenzierter Geländemessungen und mit Hilfe statistischer Auswerteverfahren gekennzeichnet werden. In den Jahren 1972–1976 wurden die wichtigsten Wasserhaushaltsgrößen in eigens aufgebauten und eingerichteten umfangreichen Meßnetzen erfaßt. Die Ergebnisse sind für einzelne Jahre des Untersuchungszeitraumes und für den Zeitraum 1966–1976 in Wasserhaushaltsbilanzen für das Niederschlagsgebiet und für den See zusammengestellt.

Die Qualität von Wasserhaushaltsbilanzen hängt sowohl von der Genauigkeit der erfaßten Wasserhaushaltsgrößen ab, wobei insbesondere der Verdunstung eine zentrale Bedeutung zukommt, als auch von der Güte der Abgrenzung der Einzugsgebiete. In der Regel – und so auch für das Blunker Seegebiet – lassen sich in den glazial geprägten Landschaften Norddeutschlands lediglich Niederschlagsgebiete nach der oberirdischen Wasserscheide abgrenzen. Es bleibt dabei zumeist verborgen, in welchem Umfang sie als Grundwasserabgabe- oder als Grundwasserzuflußgebiete einzuschätzen sind. Diese Tatsachen erschweren sowohl eine quantitative Bilanzierung als auch die Einschätzung des durchschnittlichen Verhaltens des Gebietswasserhaushalts.

Die Untersuchungen im Blunker Seegebiet ergaben, daß Gebiete mit Gewässern, die einen großen Flächenanteil von der Einzugsgebietsfläche einnehmen, aufgrund der hohen Verdunstung von der Gewässeroberfläche (ca.

700 mm/a für den Blunker See bei einem Niederschlag von 750 mm/a) unter wasserhaushaltlichen Gesichtspunkten als Verlust- oder Grundwasserzehrgebiete zu bewerten sind. Am Blunker See zeigte sich dieser Verlust für den Zeitraum 1966–1976 an einer Wasserspiegelabsenkung von durchschnittlich 83 mm/a.

Aufgrund der Datenlage ist es für eine vergleichende Betrachtung mehrerer See-Einzugsgebiete erforderlich, deren Charakterisierung des wasserhaushaltlichen Geschehens im wesentlichen aus der Input-Output-Relation Niederschlag-Wasserstandsänderung – die in ihrer Form einem Black-Box-Modell entspricht – abzuleiten.

Vor dem Hintergrund der differenzierten Untersuchung und quantitativen Erfassung des Wasserhaushalts konnte am Beispiel des Blunker See-Gebietes geprüft werden, inwieweit unter Einsatz geeigneter statistischer Verfahren aus der alleinigen Analyse der Beziehung zwischen Niederschlag und Wasserstandsänderung Abschätzungen über das durchschnittliche Verhalten des Gebietswasserhaushalts vorgenommen werden können.

Mit Hilfe der Korrelations- und Regressionsanalyse sowie der Verfahren der Zeitreihenanalyse (Trend-, Autokorrelations- und Spektralanalyse) werden die Prozesse des Niederschlags und der Wasserstandsänderung im einzelnen wie auch in ihrer Beziehung zueinander analysiert und der Komplex der im Einzugsgebiet ablaufenden Wechselwirkungen der beteiligten Prozesse auf wenige aussagefähige Kennwerte reduziert.

Der vergleichenden Analyse von insgesamt 22 Seegebieten (davon 16, deren Datenreihen den Anforderungen der Verfahren der Zeitreihenanalyse genügten) liegen folgende Hypothesen zugrunde:

1. Durch die im Untersuchungsraum als relativ einheitlich anzusehenden klimatischen Verhältnisse werden in allen hier untersuchten Seeniederschlagsgebieten die hydrologischen Prozesse in gleicher Weise in Gang gesetzt.
2. Jeder See mit seinem zugehörigen Niederschlagsgebiet ist als „Individuum“ aufzufassen, das gebietsspezifische Eigenschaften bzw. raumstrukturelle Ausstattungen besitzt.

3. Das Grundmuster der Transformationsprozesse zwischen dem Input Niederschlag und dem Output Wasserstandsänderung des Sees (als Vorfluter des betreffenden Niederschlagsgebietes) wird in gebiets-spezifischer Weise modifiziert. Die Wasserstandsganglinie ist der integrale Ausdruck aller im Gebiet ablaufenden Wechselwirkungen aller beteiligten Prozesse und Geofaktoren.

Durch die Gegenüberstellung einerseits von Gebietsmerkmalen, die in Beziehung zum Wasserhaushalt stehen, wie etwa Vegetationsbedeckung, Landnutzung, Bodenarten, Gewässernetzdichte u.a., und andererseits von Merkmalen oder Parametern, die den Prozeß Wasserstandsänderung sowie die Beziehung von Niederschlag zu Wasserstandsänderung in Form von Schwankungsbereichen, Zeitverschiebungen u.a. kennzeichnen, wird der Einfluß bestimmter Gebietsfaktoren oder Faktorenkomplexe auf die hydrologischen Prozesse erkennbar und bewertbar.

Auf der Grundlage der Klassifikation sowohl der „Einzugsgebietsmerkmale“ als auch der „Ganglinienmerkmale“ nach dem hierarchisch-agglomerativen Klassifikationsverfahren wird eine Typisierung der untersuchten Seen vorgenommen, die vor allem auf dem zeitlichen Ablauf des durchschnittlichen Verhaltens des Gebietswasserhaushalts basiert. Durch den zeitlichen Verlauf werden bestimmte Gebietseigenschaften kenntlich gemacht.

Vier Typen von Seen lassen sich im Bereich vorwiegend glazial geprägter Landschaftsräume herausstellen, die sich zu jeweils zwei Grundtypen zusammenfassen lassen:

- Seen mit jahresperiodischen Wasserstandsbewegungen:
 Typ 1: Seen mit jahresperiodischen Wasserstandsbewegungen und keinem bzw. unbedeutendem oberirdischem Zu- und Abfluß (Blunker See, Garrensee, Einfelder See, Selenter See und Ihlsee);

Typ 2: Seen mit jahresperiodischen Wasserstandsbewegungen und oberirdischem Zu- und Abfluß (Großer Plöner See, Bordesholmer See, Kleiner Eutiner See);

- Seen mit nichtjahresperiodischen bzw. kurzperiodischen Wasserstandsbewegungen:

Typ 3: Seen mit kurzperiodischen Wasserstandsbewegungen und oberirdischem Zu- und Abfluß (Wardersee, Postsee, Passader See, Großer Eutiner See, Westensee, Schulensee, Kellersee, Dieksee);

Typ 4: Seen mit indifferierten Wasserstandsbewegungen und oberirdischem Zu- und Abfluß (Sankelmarker See, Kleiner Pönitzer See, Bistensee).

Eine Sonderstellung unter den untersuchten Seen nimmt der Kleine Plöner See ein. Als Einzelfall wird er nicht als eigener Typ eingestuft.

Der durch die Art seiner Periodizität gekennzeichnete durchschnittliche Jahresgang der Wasserstandsbewegung jedes der unterschiedenen Seentypen ist Ausdruck einer Gebietsstruktur mit Eigenschaften, die die Beziehung zwischen Niederschlag und Wasserstandsänderung in typspezifischer Weise bestimmen. Für die jahresperiodischen Wasserstandsbewegungen ist insbesondere der Faktor Verdunstung, für die kurzperiodischen Wasserstandsbewegungen ist die geringe Verweildauer des Niederschlags aufgrund entsprechender Vorfluter- und Grundwasserverhältnisse verantwortlich.

Vom methodischen Ansatz her ist diese Seentypologie auch überregional auf andere Landschaftsräume übertragbar.

In der vorliegenden Arbeit konnte gezeigt werden, daß mit Datenmaterialien, wie sie z.T. für lange Zeiträume archiviert zur Verfügung stehen, bei Anwendung geeigneter statistischer Verfahren Ergebnisse zu erzielen sind, die eine Erweiterung der Kenntnisse sowohl regionaler Verhältnisse als auch des grundsätzlichen Systemzusammenhanges darstellen.

Summary

Drainage basins are heterogeneous ecosystems which are governed by the dynamics of the hydrologic process operating between precipitation input and runoff output. The respective positions and interrelationships of spatial subsystems with certain characteristics of topological units are important features of each drainage basin, and each drainage basin has its own individual pattern of subsystems.

Detailed field measurements were made in the catchment area of Blunker See, which is a lake without surface in- and outflow. The results were evaluated in order to determine the transformation processes occurring between precipitation and water level changes, and the influence of physiographic factors (geofactors) on these processes. From 1972 to 1976 the most important water budget variables were measured in extensive, specially established recording networks. Water balances of the catchment area and the lake were then compiled for single years in the study period and for the entire period 1966–1976.

The quality of water balances depends both on the accuracy of the data measured (evaporation is of central importance here) and on the exactitude with which the drainage basins are defined. Generally – and also in the case of Blunker See – the drainage areas in the glacial landscapes of North Germany can only be defined according to the surface divide, so that it is often unclear whether they should be classified as groundwater recharge or discharge areas. It is consequently difficult to obtain a quantitative balance and to assess the average trend of the regional water budget.

Investigations in the area of Blunker See showed that regions where water covers a high percentage of the catchment area should be considered as depletion areas because of the high evaporation from the free water surface (about 700 mm/a at Blunker See, where precipitation amounts to 750 mm/a). At Blunker See this loss was shown by an average fall in water level of 83 mm/a during the period 1966 to 1976.

Because of the lack of data, a comparative study of several lake drainage basins is only possible by deducing their water budget processes from a black box model with precipitation as input and water level change as output. On the basis of extensive investigation and quantification of the water budget, the author then examines how far the appropriate statistical analysis of the relation between precipitation and water level fluctuation permits an assessment of the average dynamics of the regional water budget.

The processes of precipitation and water level fluctuation are analysed separately and in relation to each other by means of correlation, regression and time series analysis (trend, autocorrelation and spectral analysis). The complex of interacting processes in the drainage basin is then reduced to few relevant characteristic variables.

The comparative analysis of a total of 22 lake areas (16 of which had adequate data for time series analysis) is based on the following hypotheses:

1. The relatively uniform climatic conditions prevailing in the study area set the hydrological processes in motion in the same way in all the lake catchment areas.
2. Each lake together with its catchment area should be regarded as “individual” with features specific to the particular area.
3. The basic pattern of the transformation processes between input (precipitation) and output (change in water level) of the lake (the local base level of the catchment area in question) is modified according to the characteristics of the surrounding area. The water level hydrograph is the integral expression of all regional interactions or all processes and geofactors involved.

The influence of certain local factors or factor complexes on hydrological processes may be ascertained and evaluated by contrasting, on the one hand, local characteristics related to the water budget (such as plant cover, land use, soils, drainage density etc.) and, on the other hand, features or parameters characterizing the process of water level change and the relation of precipitation to water level change (such as amplitudes, time lags etc.).

The author classifies both “drainage basin characteristics” and “hydrograph characteristics” according to the hierarchic-agglomerative method. The investigated lakes are typified according to a system based mainly on the seasonal variations of the average water budget of the catchment area. These seasonal variations correlate with certain catchment area characteristics.

Four types of lake may be distinguished in landscapes formed primarily by past glacial processes. These may be subsumed into two basic types:

– Lakes with seasonal water level changes

Type 1: Lakes with seasonal water level changes and no – or negligible – surface in- and outflow (Blunker See, Garrensee, Einfelder See, Selenter See and Ihlsee);

Type 2: Lakes with seasonal water level changes and surface in- and outflow (Großer Plöner See, Bordscholmer See, Kleiner Eutiner See);

– Lakes with non-seasonal or short-term water level changes

Type 3: Lakes with short-term water level changes and surface in- and outflow (Wardersee, Postsee, Passader See, Großer Eutiner See, Westensee, Schulensee, Kellersee, Dieksee);

Type 4: Lakes with random water level changes and surface in- and outflow (Sankelmarker See, Kleiner Pönitzer See, Bistensee).

The Kleiner Plöner See is an exceptional case and has therefore not been assigned a special category.

Each of the different lake types is characterized by the type of periodicity of the water level changes. The type

of periodicity is related to a certain structure of the catchment area with characteristics which govern the relation between precipitation and water level change in a manner specific to each individual lake type. Seasonal water level changes are mainly due to the evaporation factor; short-term water level changes are due to the short retention period owing to local drainage and groundwater conditions.

The method of this lake typology is also applicable to other landscapes in other regions.

The present study shows that when available archive records are appropriately evaluated results may be obtained that increase our information both on local conditions and on basic systematic frameworks.

Translated by A. Beck

Résumé

Des bassins versants sont des systèmes écologiques hétérogènes qui sont déterminés par l'hydrodynamique de l'eau entre les précipitations et l'écoulement. Les relations de position de sous-systèmes spatiaux qui ont des qualités bien définies dans le rang de «Topen» et «Topengefüge», ainsi que leurs influences mutuelles sont des traits caractéristiques essentiels de chaque bassin versant; et chaque bassin versant a ses caractéristiques individuelles.

Dans le bassin versant du Blunker See qui n'a aucun écoulement de surface ou souterrain, on a pu prendre des mesures différenciées; à l'aide de méthodes statistiques on a réussi à caractériser les processus de transformations qui se déroulent entre les précipitations et les changements du niveau de l'eau du lac ainsi que l'influence des facteurs physio-géographiques sur eux.

Pendant les années 1972-1976 on a enregistré les valeurs les plus importantes du régime hydrologique à l'aide de nombreux points de mesures spécialement établis. Les résultats montrent les bilans du régime hydrologique pour chaque année de la période de recherche et pour la période allant de 1966 à 1976 pour tout le bassin versant et pour le lac.

La qualité des bilans d'un régime hydrologique dépend de l'exactitude des valeurs du régime hydrologique enregistrées – l'évaporation y est d'importance décisive – et de l'exactitude de la délimitation des bassins versants. Dans la région du Blunker See ainsi que dans toute l'Allemagne du nord, formée sous la période glaciaire, on ne peut délimiter des bassins versants que par la ligne de partage de surface. Le plus souvent, il est impossible de savoir s'il s'agit d'une région ayant un bilan hydrologique positif ou un bilan négatif des eaux souterraines. Par conséquent, il est difficile d'établir un bilan quantitatif et d'évaluer les variations habituelles du régime hydrologique de la région.

Les recherches dans la région du Blunker See ont montré que les régions dans lesquelles les eaux occupent une grande partie de la surface du bassin versant sont des régions d'épuisement d'eaux souterraines du point de vue du bilan hydrologique à cause de l'évaporation élevée de la surface des eaux (700 mm/a environ pour le Blunker See; les précipitations atteignent 750 mm/a). Entre 1966 et 1976, le Blunker See réagit à cette perte par un abaissement du niveau du lac de 83 mm/a en moyenne.

La comparaison de plusieurs bassins versants nécessite en raison du nombre insuffisant de données de tirer les caractéristiques des régimes hydrologiques essentiellement de la relation entre les précipitations comme input et les changements du niveau des eaux comme output ce qui correspond à un modèle «black-box».

À l'aide de recherches multiples et de l'enregistrement quantitatif du régime hydrologique on a pu étudier dans la région du Blunker See, dans quelle mesure des méthodes statistiques appropriées rendent possible une évaluation des variations moyennes du régime hydrologique régional par la seule analyse des relations entre les précipitations et les changements du niveau des eaux.

Par des analyses de corrélation et de régression ainsi que par des analyses en séries chronologiques (l'analyse spectrale, de tendance et d'autocorrélations) on analyse les processus des précipitations et des changements du niveau de l'eau en détail et leurs relations entre eux, et on réduit le complexe de tous les processus qui se déroulent dans le bassin versant à quelques caractéristiques représentatives.

L'analyse comparée de 22 régions de lacs (dont 16 qui ont les séries de données qui répondent aux exigences de séries chronologiques) est à la base des hypothèses suivantes:

- 1) Dans toute la région de recherche, où les variations climatiques sont faibles, tous les processus hydrologiques sont déclenchés de la même façon dans tous les bassins versants étudiés.
- 2) Chaque lac avec son bassin versant doit être considéré comme un «individu» qui a des propriétés spécifiques de cette région.
- 3) Le type fondamental des processus de transformation entre les précipitations (input) et les changements du niveau du lac (output) (le lac sert de collecteur à son propre bassin versant) est modifié selon les caractéristiques de la région. La relation hauteur-temps est l'expression intégrale de toutes les actions mutuelles de tous les processus et «géofacteurs» qui entrent en jeux.

L'influence de certains facteurs régionaux ou de complexes de facteurs sur les processus hydrologiques devient perceptible et évaluable par la comparaison d'une part des caractéristiques d'une région qui se trouvent en relation avec le bilan hydrologique – par exemple la végétation, la culture, les sols, la densité du réseau hydrographique etc. – d'autre part avec des propriétés ou des paramètres qui caractérisent le processus du changement du niveau hydrologique et la relation entre les précipitations et le changement du niveau hydrologique sous forme d'amplitudes, de retards etc.

D'après une classification des «caractéristiques des bassins versants» et des «caractéristiques de l'hydrogramme» faite selon le procédé hiérarchique-agglomératif, on a établi une classification des lacs étudiés qui est fondée sur le déroulement chronologique moyen du bilan hydrologique de la région. Le déroulement chronologique montre certaines propriétés de la région.

Dans les régions surtout formées pendant des périodes glaciaires, on peut distinguer quatre types de lacs qu'on peut réduire à deux types de base:

– Des lacs dont le niveau est soumis aux variations saisonnières:

Type 1: Des lacs dont le niveau est soumis aux variations saisonnières et qui n'ont aucun affluent ou émissaire de surface ou qui n'en ont que très peu (Blunker See, Garrensee, Einfelder See, Selenter See et Ihlsee);

Type 2: Des lacs dont le niveau est soumis aux variations saisonnières et qui ont des affluents et des émissaires de surface (Großer Plöner See, Bordesholmer See, Kleiner Eutiner See);

– Des lacs dont le niveau ne change pas selon les saisons mais pendant des périodes plus courtes:

Type 3: Des lacs dont le niveau change pendant des périodes courtes et qui ont des affluents et des émissaires de surface (Wardersee, Postsee, Passader See, Großer Eutiner See, Westensee, Schulensee, Kellersee, Dieksee);

Type 4: Des lacs dont les changements de niveau sont accidentels et qui ont des affluents et des émissaires de surface (Sankelmarker See, Kleiner Pönitzer See, Bistensee).

Le Kleiner Plöner See est un cas exceptionnel parmi les lacs étudiés, mais comme cas singulier, il n'est pas un type à part.

Les différents types de lacs sont caractérisés par la périodicité du changement annuel moyen du niveau du lac; ce caractère périodique est lié à la structure d'une région avec des propriétés qui déterminent les relations entre les précipitations et les changements du niveau de l'eau d'une manière typique pour chaque région.

C'est surtout l'évaporation qui est responsable des changements saisonniers; la rétention faible des précipitations dans le lac à cause de déchargements de surface et souterrains est responsable des changements du niveau des lacs pendant des périodes plus courtes.

La méthode de classification des lacs est applicable à d'autres parties du monde.

Les recherches de l'auteur montrent qu'en appliquant des méthodes statistiques appropriées, des dates disponibles – parfois classées dans les archives pour des périodes assez longues – donnent des résultats qui élargissent les connaissances des situations régionales ainsi que des ordres fondamentaux d'un système.

Traduit par Dr. M. Böse

9. Schriftenverzeichnis

- AFANSYEV, A. N., & LEKSAKOVA, V. D. (1973): The water balance of Lake Baikal. – IAHS Publ., 109; 170–175, Helsinki.
- ALETSEE, L. (1959): Zur Geschichte der Moore und Wälder des nördlichen Holsteins. – Nova Acta Leopoldina, N.F., 21 (139): 5–51, Halle/Saale.
- ANDREEVA, M.A. (1973): The long-term pattern in the level fluctuation of the Ural lakes and its relationship with atmospheric circulation. – IAHS Publ., 109: 176–181, Helsinki.
- ANIOL, R. (1971): Beitrag zur Struktur starker Regenfälle auf dem Hohenpeißenberg. – ÖWWV, Int. Symp. „Interpraevent 1971“, Villach, Kärnten, Österreich, 1: 51–55, Wien, New York.
- BABALOLA, O. (1972): Influence of „bound“ water on the calibration of a neutron moisture meter. – Soil Science, 114 (4): 323–324, Baltimore, MD.
- BÄRTLING, R. (1922): Die Seen des Kreises Herzogtum Lauenburg. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., 88: 1–57, Berlin.
- BAUMANN, H. (1964): Über die Verdunstung von Landflächen. – Wasser und Boden, 10: 335–338, Hamburg.
- BAUMANN, H. (1965): Über das Verhalten oberflächennahen Grundwassers – 2. Mitteilung. – Dt. Gewässerkd. Mitt., Sonderh.: 39–45, Koblenz.
- BAUMANN, H., & SCHENDEL, U. (1968): Untersuchungen über die Wasserbilanz eines kleinen Niederschlagsgebietes in der Altmoräne Schleswig-Holsteins. – J. Hydrol., 6: 373–384, Amsterdam.
- BAUMANN, H., & SCHENDEL, U. (1969): Gebietswasserbilanz in zwei kleinen Niederschlagsgebieten der Altmoränenlandschaft Schleswig-Holsteins. – Wasser-Jahrbuch 1969: 170–177, Berlin, München.
- BAUMANN, H., & SCHEKORR, E., & SCHENDEL, U. (1970): Gebietswasserhaushaltsbilanzen in kleinen Einzugsgebieten in Schleswig-Holstein. – Z. dt. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol., Hydrogeoch.: 97–107, Hannover.
- BAUMGART, H.C. (1967): Die Bestimmung der Wasserleitfähigkeit von Böden mit tief liegender Grundwasseroberfläche. – Mitt. Inst. f. Wasserwirtsch. u. landwirtschaftl. Wasserbau d. TU Hannover, 11: 1–273, Hannover.
- BAUMGARTNER, A. (1967): Ermittlung der tatsächlichen Verdunstung aus Messungen des vertikalen Wasserdampfaustausches und der Energiebilanz. – Dt. Gewässerkd. Mitt., Sonderh.: 192–195, Koblenz.
- BAVEL, C. H. M. VAN, & STIRK, G. B. (1967): Soil water measurement with an Am^{241} – Be neutron source and an application to evaporimetry. – J. Hydrol., 5: 40–46, Amsterdam.
- BECKER, A., & GLOS, E. (1969): Grundlagen der Systemtheorie. – Mitt. Inst. f. Wasserwirtsch., Berlin, 32: 1–124.
- BENDAT, H. S., & PERSOL, A. G. (1971): Random data: analysis and measurement procedures. – 1–407, New York, London, Sydney, Toronto.
- BENDEFY, L. (1973): Relation existing between the periodic fluctuation of the water levels of the Hungarian lakes and solar activity. – IAHS Publ., 109: 109–114, Helsinki.
- BERTALANFFY, L. VON (1971): General system theory. Foundations, development, applications. – 1–311, London.
- BIHN, W.R. (1967): Wandlungen in der statistischen Zeitreihenanalyse und deren Bedeutung für die ökonomische Forschung. – Jb. f. Nationalökonomie u. Statistik, 180: 132–146, Stuttgart.
- BLACKMAN, R. B., & TUKEY, J. W. (1958): The measurement of power spectra from the point of view of Communications Engineering. – Bell System Technical Journ., 37: 185–282, 485–569, New York.
- BOEKER, P. (1957): Bodenphysikalische und bodenchemische Werte einiger Pflanzengesellschaften des Grünlandes. – Mitt. Flor.-soz. Arbeitsgem., N.F., 6/7: 235–246, Stolzenau/Weser.
- BOOCHS, P.W. (1974): Mathematisches Modell zur Beschreibung der Feuchtebewegung im ungesättigten Boden im Hinblick auf die Grundwasserneubildung. – Mitt. Inst. f. Wasserwirtsch., Hydrol. u. landwirtsch. Wasserbau TU Hannover, 29: 1–113, Hannover.
- BRECHTEL, H.M. (1970): Wald und Retention – Einfache Methoden zur Bestimmung der lokalen Bedeutung des Waldes für die Hochwasserdämpfung. – Dt. Gewässerkd. Mitt., 14 (4): 91–103, Koblenz.
- BRECHTEL, H.M. (1971a): Zur Bedeutung der gebietshydrologischen Forschung für die Landesplanung. – Landschaft + Stadt, 3 (3): 97–109, Stuttgart.
- BRECHTEL, H.M. (1971b): Die Bedeutung der forstlichen Bodennutzung bei der Erwirtschaftung eines optimalen Wasserertrags. – Z. dt. geol. Ges., 122: 57–70, Hannover.
- BRECHTEL, H. M., & KRĚCNER, V. (1971): Die Bedeutung des Waldes als Hochwasserschutz. – Österreich. Wasserwirtsch., 23 (7/8): 166–177, Wien, New York.
- BRECKWOLDT, J. (1914): Die hydrographischen Veränderungen in Schleswig-Holstein. – Schr. Naturw. Ver. Schleswig-Holstein, 16 (1): 44–164, Kiel.
- BURRE, O. (1960): Untersuchungen über die Berechnung der dem Grundwasser von den Niederschlägen zugehenden Wassermengen aus den Bewegungen des Grundwasserspiegels. – Abh. Hess. L. – Amt f. Bodenforsch., 30: 1–68, Wiesbaden.
- CAVAZZA, S. (1973): Correlations and long-term periodicity between levels of Lake Como and precipitation. – IAHS Publ., 109: 149–157, Helsinki.
- CEHAK, K. (1975): Spiegelschwankungen eines Alpensees in den letzten 50 Jahren. – Wetter u. Leben, 27 (1/2): 71–75, Wien.
- CHORLEY, R. J., & KENNEDY, B. A. (1971): Physical geography. A systems approach. – 1–370, London.
- CHOW, VEN TE (1964): Handbook of applied hydrology. – New York.
- CLARK, O.R. (1940): Interception of rainfall by prairie grasses, weeds and certain crop plants. – Ecol. Monogr., 10: 243–277, Durham N.C.
- CLARKE, R. (1973): A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. – J. Hydrology, 19: 1–20, Amsterdam.
- COHN, B. P., & ROBINSON, J. E. (1975): Cyclic fluctuations of water levels in Lake Ontario. – Computers and Geosciences, 1: 105–108, Oxford.
- COLE, J. P., & KING, C. A. (1968): Quantitative geography. Techniques and theories. – 1–692, Glasgow.
- CRAWFORD, N. H., & LINSLEY, R. K. (1964): A conceptual model of the hydrological cycle. – Proc. Assem. Int. Assoc. Sci. Hydrol., 63: 573–587, Berkely.
- DAMMANN, W. (1965): Meteorologische Verdunstungsmessung, Näherungsformeln und die Verdunstung in Deutschland. – Wasserwirtschaft, 55: 315–321, Stuttgart.

- DAVIS, J.C. (1973): Statistics and data analysis in geology. – 1–550, New York, London, Sydney, Toronto.
- DELFINER, P. (1965): Geostatistical estimation of hydrocarbon reserves. – Ecole des mines de Paris, 1–120, Fontainebleau.
- DELFS, J. (1954): Niederschlagszurückhaltung (Interzeption) in verschieden alten Fichtenbeständen. – Mitt. Arbeitskreis „Wald und Wasser“, 1: 1–21, Koblenz.
- DELFS, J. (1955): Die Niederschlagszurückhaltung im Walde (Interzeption) – Mitt. Arbeitskreis „Wald und Wasser“, 2: 1–15, Koblenz.
- EGGELSMANN, R. (1962): Über den Windeinfluß bei Niederschlagsmessungen für Wasserhaushaltsuntersuchungen. – Dt. Gewässerkd. Mitt., 6 (6): 120–124, Koblenz.
- EGGERS, W. (1934): Die Oberflächenformen der jungeszeitlichen Landschaft im südlichen Schleswig und nördlichen Holstein. – Veröff. schleswig-holst. Univ. Ges., 42: 1–20, Breslau.
- EIMERN, J. VAN (1964): Zum Begriff und zur Messung der potentiellen Evapotranspiration. – Meteorol. Rdsch., 17 (2): 33–42, Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- EINSELE, G., & SCHULZ, H. D. (1973): Über den Grundwasserhaushalt im Norddeutschen Flachland. Teil I: Grundwasserneubildung bewaldeter und unbewaldeter Sanderflächen Schleswig-Holsteins. – Bes. Mitt. dt. gewässerkd. Jb., 36: 1–72, Kiel.
- EINSELE, G., BOZORGZAD-ARAB, D., HEITTELE, H., KLOCK, M., & SEILER, K.-P. (1969): Hydrogeologische Untersuchungen in der Buntsandsteinzone des südlichen Saarlandes – Allgemeiner Teil: Neubildung und Speicherung des Grundwassers. – Geol. Mitt., 9: 1–74, Aachen.
- ELLENBERG, H. (1972): Belastung und Belastbarkeit von Ökosystemen. – In: Belastung und Belastbarkeit von Ökosystemen, Tag-ber. d. Ges. f. Ökologie, Gießen 1972: 19–26, Augsburg.
- ESKUCHE, U. (1963): Untersuchungen des Bodenwasserhaushalts von Pflanzengesellschaften. – Dt. Gewässerkd. Mitt., Sonderh.: 17–20, Koblenz.
- FINNERN, H. (1961): Bodenfeuchte- und Bodendichte-Untersuchungen mit umschlossenen radioaktiven Isotopen sowie ein Vergleich mit herkömmlichen Methoden. – Diss. Landwirtschaftl. Fak. Univ. Bonn, Bonn.
- FISHMAN, G.S. (1969): Spectral methods in econometrics. – 1–187, Cambridge/Mass.
- FRIEDRICH, W. (1961): Neue Werte für die Grundwassererneuerung (nach Lysimetermessungen). – Z. dt. geol. Ges., 113 (1): 12–21, Hannover.
- FITZPATRICK (1971): Pedology – a systematic approach to soil science. – 1–306, Edinburgh.
- FRANZLE, O. (1975): Geo-ecological studies in the Lake Blunk drainage basin (Schleswig-Holstein, F.R. Germany). – Gießener Geogr. Schr., 35: 79–83, Gießen.
- FRANZLE, O. (1976): Der Wasserhaushalt des amazonischen Regenwaldes und seine Beeinflussung durch den Menschen. – Amazoniana, 4 (1): 21–46, Kiel.
- GASSER, O. (1957): Die Wasserspiegelschwankungen des Bodensees und ihre meteorologischen Grundlagen. – Ber. d. Dt. Wetterdienstes, 5 (35): 1–24, Bad Kissingen.
- GLÜCKERT, G. (1973): Glazialmorphogenese der weichselzeitlichen Moränen des Eckernförder Zungenbeckens (Schleswig-Holstein). – Meyniana, 23: 19–48, Kiel.
- GRANGER, C. W. J., & HATANAKA, M. (1964): Spectral analysis of economic time series. – I–XVIII, 1–299, Princeton, N. H.
- GRIPP, K. (1947): Glazialmorphologie und geologische Kartierung, zugleich eine Deutung der Oberflächenformen Ostholsteins. – Z. dt. geol. Ges., 99: 190–205, Hannover.
- GRIPP, K. (1952): Die Entstehung der Landschaft Ostholsteins. – Meyniana, 1: 119–129, Kiel.
- GRIPP, K. (1953): Die Entstehung der ostholsteinischen Seen und ihre Entwässerung. – Schr. Geogr. Inst. Univ. Kiel, Sonderbd. (Oskar Schmieder-Festschr.): 11–26, Kiel.
- GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. – 1–411, Neumünster.
- GRÖHN, E. (1970): Spektralanalytische Untersuchungen zum zyklischen Wachstum der Industrieproduktion in der Bundesrepublik Deutschland 1950–1976. – Forsch.-ber. Inst. f. Weltwirtsch. Univ. Kiel, Kieler Studien, 108: 1–176, Tübingen.
- GRUNOW, J. (1956): Probleme der Niederschlags erfassung und ihre Bedeutung für die Wirtschaft. – Meteorol. Rdsch., 9 (3/4): 62–68, Berlin, Stuttgart.
- HAASE, G. (1968): Pedon und Pedotop – Bemerkungen zu Grundfragen der regionalen Bodengeographie. – Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-H. 271: 57–76, Gotha/Leipzig.
- HAASE, H. (1958): Kritik, Fehler und Brauchbarkeit der Niederschlagsmessungen. – Wasser und Boden, 5: 112–117, Hamburg.
- HADAS, A., SWARTZENDRUBER, D., RIJTEMA, P. E., FUCHS, M., & YARON, B. (1973): Physical aspects of soil water and salts of ecosystems. – 1–246, Berlin, Heidelberg, New York.
- HASE, D., & MEYER, B. (1969): Feuchte-Jahresgang, Wasser-Bewegung und -Bilanzen in dicken Würmlöß-Decken und ihren holozänen Böden bei unterschiedlichem Grundwasserstand im Raum Niedersachsen. – Göttinger Bodenkd. Ber., 11: 85–183, Göttingen.
- HAUDE, W. (1951): Zur Abschätzung des Wasserhaushaltes bei agrarmeteorologischen Untersuchungen. – Ann. Meteorol., 4: 139–150, Hamburg.
- HAUDE, W. (1952): Verdunstungsmenge und Evaporationskraft eines Klimas. – Ber. Dt. Wetterdienst, US-Zone, 7 (42): 225–229, Bad Kissingen.
- HAUDE, W. (1954): Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. – Mitt. d. Dt. Wetterdienstes, 1 (8): 1–22, Bad Kissingen.
- HAUDE, W. (1955): Zur Bestimmung der Verdunstung auf möglichst einfache Weise. – Mitt. d. Dt. Wetterdienstes, 2 (11): 1–24, Bad Kissingen.
- HAUDE, W. (1958): Über die Verwendung verschiedener Klimafaktoren zur Berechnung potentieller Evaporation und Evapotranspiration. – Meteorol. Rdsch., 11 (3): 96–99, Berlin, Göttingen.
- HAYNES, H.L. (1937): Interception of rainfall by vegetative canopy. – U.S. Dep. Agric., Soil Cons. Serv. Proc. of the American Soc. of Agronomy Annual Meeting. – (Zitiert nach H.M. BRECHTEL 1971a: 99).
- HECK, H.-L. (1948): Die hydrogeologischen Grundlagen für die künftige Wasserwirtschaft in Schleswig-Holstein. – GWF (Gas- und Wasserfach), 89: 145–151, München.
- HFILER, S. (1966): Analyse der Struktur wirtschaftlicher Prozesse durch Zerlegung von Zeitreihen. – 1–148, Diss. Rechts- u. Wirtschaftswiss. Fak. Tübingen, Tübingen.
- HEINRICHS DORF, F. (1969): Die mittelfristige Vorhersage des Grundwasserstandes mit Hilfe der Regressionsanalyse. – Dt. Gewässerkd. Mitt., 13 (6): 142–158, Koblenz.
- HEITMANN, M.-L., RICHTER, D., & SCHUMANN, D. (1969): Der Wärme- und Wasserhaushalt des Stechlin- und Nemitzsees. – Abh. d. Meteorol. Dienstes der DDR, 11 (96): 1–98, Berlin.
- HERRMANN, A. (1971): Neue Ergebnisse zur glazialmorphogenetischen Gliederung des Obereider-Gebietes. – Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst., 41: 5–41, Kiel.

- HERRMANN, R. (1971): Zur regionalhydrologischen Analyse und Gliederung der nordwestlichen Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien). – Gießener Geogr. Schr., 23 (Sonderh. 1): 1–88, Gießen.
- HERRMANN, R. (1977): Einführung in die Hydrologie. – 1–151, Stuttgart.
- HERZ, K. (1973): Beitrag zur Theorie der landschaftsanalytischen Maßstabsbereiche. – Peterm. Geogr. Mitt., 117 (3): 91–96, Gotha/Leipzig.
- HERZ, K. (1974): Strukturprinzipien der Landschaftssphäre. Ein Beitrag zur Methodologie der Physischen Geographie. – Geogr. Ber., 71 (2): 100–108, Gotha/Leipzig.
- HILLEL, D. (1971): Soil and water – physical principles and processes. – 1–288, New York, London.
- HOLMES, J.W. (1966): Influence of bulk density of the soil on neutron moisture meter calibration. – Soil Science, 102 (6): 335–360, Baltimore, MD.
- HORMANN, K. (1969): Gibt es Tunneltäler in Schleswig-Holstein? – Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holstein., 39: 5–11, Kiel.
- HUBRICH, H. (1977): Zur Kennzeichnung der Bodendecke in Einzugsgebieten von Fließgewässern. – Arch. Naturschutz u. Landschaftsforsch., 17 (3): 181–210, Berlin.
- HUBRICH, H., & THOMAS, M. (1973): Typisierung und Klassifizierung von Bodenformen nach hydrologischen Merkmalen. – Arch. Acker- u. Pflanzenbau u. Bodenk., 17 (10): 795–805, Berlin.
- HUIJBREGTS, CH. (1975): Three-day short course on practical mining geostatistics. – Kursunterlagen für Clausthal 2.–4. 10. 75, Hrsg.: Ecole des mines de Paris, 1–120, Fontainebleau.
- HUTCHINSON, G.E. (1975): A Treatise on limnology. – Vol. 1, Part 1 – Geography and Physics of Lakes, 1–540, New York.
- HYDROLOGY OF LAKES – SYMPOSIUM (1974): Reports discussion. – Hydrol. Sci. Bull., 19 (1).
- IBM – APPLICATION PROGRAM, System/360 Scientific Subroutine Package, Version III, Programmers Manual, Fifth Edition, 1–454, 1970.
- JACOB, C.E. (1943): Correlation of water levels and precipitation on Long Island, N.Y. – Trans. Am. Geophys. Union, 24: 564–573, Washington, D.C.
- JACOB, C.E. (1944): Correlation of water levels and precipitation Long Island, N.Y. – Trans. Am. Geophys. Union, 25: 928–939, Washington, D.C.
- JONG, G.DE (1962): Chorological differentiation as the fundamental principle of geography. An inquiry into the chorological conception of geography. – 1–213, Groningen.
- JÖNS, (1934): Der Bültsee und seine Vegetation. – Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst., 20 (2): 171–207, Kiel.
- JORDAN, E. (1976): Landschaftshaushaltsuntersuchungen im Bereich der nördlichen Lößgrenze bei Hannover. – Jb. Geogr. Ges. Hannover, Sonderh., 9: 1–231, Hannover.
- JOVANOVIĆ, S. & DJORDJEVIĆ, N. (1973): Problems of water balance and trend in the water level of Lake Skadar. – IAHS Publ., 109: 141–148, Helsinki.
- KALWEIT, H. (1953): Gebietsverhalten der Verdunstung in mitteldeutschen Landschaften. – Z. Meteorol., 7 (12): 373–380, Berlin.
- KARBAUM, H. (1969): Der Niederschlag als Wasserhaushaltsgröße. – Abh. Meteorol. Dienst. Dt. Demokr. Rep., 11 (86): 1–66, Berlin.
- KELLER, R. (1962): Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes. – 1–520, Berlin.
- KIEFER, F. (1957): Höchst-, Mittel- und Niedrigwasserstände des Bodensees im Zeitraum 1871–1955. – Beitr. z. naturkd. Forsch. in Südwestdeutschland, 16: 39–43, München.
- KISIEL, CH.H. (1969): Time series analysis of hydrologic data. – In: CHOW, V.T. (Ed.): Advances in hydroscience, 5: 1–119, New York, London.
- KLAPP, E. (1967): Lehrbuch des Acker- und Pflanzenbaus. – 6. Aufl.: 1–603, Berlin, Hamburg.
- KLINKER, L., & KARBAUM, H. (1965): Vergleich der niederschlagsbedingten Wasserspiegelanstiege des Goldberger Sees mit herkömmlichen Niederschlagsmessungen. – Z. Meteorol., 18 (1/2): 88–89, Berlin.
- KOEHNE, W. (1948): Grundwasserkunde. – 2. Aufl.: 1–314, Stuttgart.
- KÖHNLEIN, J., & VETTER, H. (1953): Ernterückstände und Wurzelbild. Menge und Nährstoffgehalt der auf dem Acker verbleibenden Reste der wichtigsten Kulturpflanzen. – 1–138, Hamburg.
- KONTUR, I. (1973): Analysis of the time series on variations in natural storage in Lake Balaton. – IAHS Publ., 109: 115–122, Helsinki.
- KORTUM, F. (1974): Zeitreihenanalyse der Jahressummen der täglichen Niederschlagshöhen, Potsdam 1901–1970. – Z. Meteorol., 24: 346–348, Berlin.
- KRAMBECK, H.-J. (1974): Energiehaushalt und Stofftransport eines Sees – Beispiel einer mathematischen Analyse limnologischer Prozesse. – Arch. Hydrobiol., 73 (2): 137–192, Stuttgart.
- KREUTZ, W. (1952): Niederschlagsmessungen in verschiedenen Höhen über dem Erdboden. – Ber. Dt. Wetterdinst, US-Zone, 6 (38): 182–185, Bad Kissingen.
- KULLUS, L.-P. (1973): Water balance of Lake Peipsi-Pihkva. – IAHS Publ., 109: 158–163, Helsinki.
- LAL, R. (1974): The effect of soil texture and density on the neutron and density probe calibration for some tropical soils. – Soil Science, 117 (4): 183–190, Baltimore, MD.
- LANDESAMT FÜR WASSERHAUSHALT UND KÜSTEN SCHLESWIG-HOLSTEIN, KIEL (1977): Untersuchung über den Zustand des Westensee, Bossee und Ahrensee (Oktober 1973–November 1974). – 1–53, Kiel.
- LANGBEIN, W. B. (1960): Water levels as indicators of long-term precipitation or run off. – Publ. IASH (Helsinki), 51: 517–525, Gentbrugge.
- LEINER, B. (1978): Spektralanalyse ökonomischer Zeitreihen. Einführung in Theorie und Praxis moderner Zeitreihenanalyse. – Moderne Lehrtexte: Wirtschaftswiss., 12: 1–144, Wiesbaden.
- LESER, H. (1976): Landschaftsökologie. – UTB (Uni-Taschenbücher), 521: 1–431, Stuttgart.
- LIEBEROTH, J. (1966): Die Bodenformen der landwirtschaftlich genutzten Standorte in der Deutschen Demokratischen Republik. – Sitz. – ber. Dt. Akad. Landwirtsch. Wiss. zu Berlin, 15 (8): 56–78, Berlin.
- LIEBSCHER, H.J. (1970): Grundwasserneubildung und Verdunstung unter verschiedenen Niederschlags-, Boden- und Bewuchsverhältnissen. – Wasserwirtschaft, 60: 168–173, Stuttgart.
- LIEDTKE, H. (1976): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – Forsch. z. Dt. Landeskd., 204: 1–160, Bad Godesberg.
- LIPPERT, M. (1976): Der Einfluß des Bodenbewuchses auf die Grundwasserneubildung, aufgezeigt am Beispiel der Großlysimeteranlage St. Arnold bei Rheine. – Wasser und Boden, 28 (1): 7–9, Hamburg.
- LONG, J. F., & FRENCH, B. K. (1967): Measurement of soil moisture in the field by neutron moderation. – J. of Soil Science, 18 (1): 149–166, Oxford.

- LUERS, R. E., & BROWN, M. J., & LAAG, A. E. (1968): Determining water content of different soils by the neutron method. – *Soil Science*, 106 (3): 207–212, Baltimore, MD.
- MANNSELD, K. (1972): Die Bilanzmethode in der Mikrochorenanalyse. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, 116 (1): 45–53, Gotha/Leipzig.
- MATHERON, G. (1963): Principles of geostatistics. – *Economic Geology*, 58: 1246–1266.
- MAURER, H. (1971): Beitrag zur Ermittlung der Verdunstung freier Wasserflächen aus der Wasserhaushaltsgleichung. – *Beiträge z. Hydrologie*, 2: 11–22, Freiburg.
- MCHEMRY, J. R. (1963): Theory and application of neutron scattering in the measurement of soil moisture. – *Soil Science*, 95 (5): 294–307, Baltimore, MD.
- MENDEL, H.-G. (1974): Korrelation von Niederschlag und Abfluß in drei deutschen Repräsentativgebieten. – *Beiträge z. Hydrologie*, 2: 25–66, Freiburg.
- MINISTER FÜR ERNÄHRUNG, LANDWIRTSCHAFT UND FORSTEN DES LANDES SCHLESWIG-HOLSTEIN (1973): Generalplan Wassergewinnung und Wasserversorgung in Schleswig-Holstein. – 1–50, Kiel.
- MONATLICHER WITTERUNGSBERICHT für das Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. – Hrsg. vom Meteorol. Dienst d. Dt. Demokr. Rep., Potsdam.
- MORE, R. (1967): Hydrological models in geography. – In: CHORLEY, R., & HAGGET, P. (Hrsg.): *Models in Geography*: 145–185, London.
- MÜLLER, H.E. (1973): Die Verlandung des Schulensees. – *Jbl. Kommunalver. Schulensee – Rammsee – Molfsee 1972*: 26–35, Kiel.
- MÜLLER, H.E. (1975): Echographische Beobachtungen jahresrhythmischer Veränderungen im Sediment von Seen. – *Dt. Hydrogr. Z.*, 28 (1): 26–31, Hamburg.
- MÜLLER, H.E. (1976): Zur Morphologie pleistozäner Seebecken im westlichen schleswig-holsteinischen Jungmoränengebiet. – *Z. Geomorph.*, N.F., 20 (3): 350–360, Berlin, Stuttgart.
- MÜLLER, H.E. (1978): Belastung und Belastungsdynamik in See-Umland-Systemen. – *Tag-ber. wiss. Abh. 41. Dt. Geogr.-Tag 1977, Verhdl. Dt. Geogr.-Tag*, 41: 499–517, Wiesbaden.
- MUUS, U., & PETERSEN, M., & KÖNIG, D. (1973): Die Binnengewässer Schleswig-Holsteins. – 1–162, Neumünster.
- NAEVE, P. (1969): Spektralanalytische Methoden zur Analyse von ökonomischen Zeitreihen. – *Ber. Inst. Statistik u. Versich.-Math. u. Inst. Angew. Statistik FU Berlin*, 9: 1–152, Würzburg.
- NATERMANN, E. (1963): Vom Grundwasser tiefgründiger Sandböden. – *Bes. Mitt. dt. gewässerkdl. Jb.*, 25: 1–49, Hannover.
- NEEF, E. (1961): Landschaftsökologische Untersuchungen als Grundlage standortgerechter Landnutzung. – *Die Naturwissensch.*, 48: 348–354, Berlin.
- NEEF, E. (1963): Topologische und chorologische Arbeitsweisen in der Landschaftsforschung. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, 107 (4): 249–259, Gotha/Leipzig.
- NEEF, E. (1967): Die theoretischen Grundlagen der Landschaftslehre. – 1–152, Gotha/Leipzig.
- NEEF, E., & SCHMIDT, G., & LAUCKNER, M. (1961): Landschaftsökologische Untersuchungen an verschiedenen Physiotopten in Nordwestdeutschland. – *Abh. Sächs. Akad. Wiss. Leipzig, math.-naturwiss. Kl.*, 47 (1): 1–112, Berlin.
- NOLAN, T. B. (1974): *Water*. – 1–384, San Francisco.
- NULLAU, B. (1968): Verfahren zur Zeitreihenanalyse. – *Vierteljahreshefte zur Wirtschaftsforsch.*, Jg. 1968: 58–82, Berlin.
- OHLE, W. (1959): Die Seen Schleswig-Holsteins, ein Überblick nach regionalen, zivilisatorischen und produktionsbiologischen Gesichtspunkten. – *Jb. Wasser*, 26 (1): 16–41, Weinheim/Bergstraße.
- OHLE, W. (1971): Gewässer und Umgebung als ökologische Einheit in ihrer Bedeutung für die Gewässereutrophierung. – *Gewässerschutz – Wasser – Abwasser*, 4: 437–456, Aachen.
- OLBERG, M. (1971/72): Veränderungen der Erhaltungseignung in meteorologischen Zeitreihen durch übergreifende Mittelbildung. – *Z. Meteorol.*, 22 (6): 194–200, Berlin.
- OLBRISCH, H.-D. (1975): Beitrag zur Methodik der Datenanalyse bei Lysimeteruntersuchungen. – *Veröff. Inst. Wasserforsch. GmbH. Dortmund*, 22: 1–307, Dortmund.
- OLBRÜCK, G. (1967): Untersuchung der Schauertätigkeit im Raume Schleswig-Holstein in Abhängigkeit von der Orographie mit Hilfe des Radargerätes. – *Schr. Geogr. Inst. Univ. Kiel*, 24 (3): 1–172, Kiel.
- OLESEN, S.E. (1973): Gamma radiation for measuring water contents in soil columns with changing bulk density. – *J. Soil Science*, 24 (3): 461–469, Oxford.
- PERRIER, E. R., & JOHNSTON, W. R. (1962): Distribution of thermal neutrons in a soil – water system. – *Soil Science*, 93: 104–112, Baltimore, MD.
- PETERSEN, M. (1968): Die Wasserwirtschaft in Schleswig-Holstein im Schrifttum seit 1948, Teil I und II. – *Die Heimat*, 75: 76–82, 109–114, Neumünster.
- PPAFF, C., & FRIEDRICH, W. (1954): Die Wasserbilanz des bewachsenen Bodens nach Lysimeter-Versuchen. – *Wasser und Boden*, 6: 1–5, Hamburg.
- PHILIP, J.R. (1957): The theory of infiltration. – *Soil Science*, 83: 345–375, 435–448; 84: 163–178, 257–264, 329–346, Baltimore, MD.
- PHILIP, J.R. (1958): The theory of infiltration. – *Soil Science*, 85: 278–282, 333–337, Baltimore, MD.
- PHILIP, J.R. (1974): Fifty years progress in soil physics. – *Geoderma*, 12: 265–280, Amsterdam.
- PLATE, E. (1972): Die Zerlegung einer Ganglinie in Trend, periodischen und Zufallsanteil. – 4. Fortbildungslehrgang f. Hydrologie d. DVWW, Sasbachwalden 1972: 1–24, Karlsruhe.
- PLATE, E. (1974): Analyse kontinuierlicher Zufallsfunktionen. – *Mitt. Inst. Wasserbau III Univ. Karlsruhe*, 1: 1–94, Karlsruhe.
- PLATZMANN, G. W., & RAO, D. B. (1964): Spectra of Lake Erie water levels. – *J. Geophys. Res.*, 69 (12): 2525–2535, Chicago/Illinois.
- PRELLER, Ch. (1978): Trend- und Spektralanalyse von Grundwasserstandsganglinien und klimatologischen Reihen zur Ermittlung der Grundwasserneubildung in drei Gebieten von Berlin (West). – *Berliner Geowiss. Abh.*, R.A., 4: 1–62, Berlin.
- PREUSS, E. (1976): Ermittlung der Grundwasserneubildung in Schleswig-Holstein mit Hilfe des USDAHL-Modells. – *Diss. agrarwiss. Fak. Univ. Kiel*: 1–451, Kiel.
- PRÜGEL, H. (1953): Die Niederschläge Schleswig-Holsteins. – *Schr. Geogr. Inst. Univ. Kiel, Sonderbd.*: 54–64, Kiel.
- REINKE, S. (1966): Die Entwicklung der alten Schwentine in Ostholstein, ein Beitrag zur Talgenese im Jungmoränengebiet. – *Diss. math.-naturw. Fak. Univ. Kiel*: 1–111. – (Unveröff.).
- RENNER, H. (1973): Zur Frage der Berücksichtigung nichtbindiger überdeckender Schichten bei der Bemessung von Wasserschutzgebieten. – *GWf (Gas- und Wasserfach: Wasser-Abwasser)*, 114: 461–467, München.

- RICHTER, D. (1964): Sättigungsdefizit und Verdunstung. – *Acta Hydrophys.*, 2: 73–109, Berlin.
- RICHTER, D. (1969a): Ein Beitrag zur Bestimmung der Verdunstung von freien Wasserflächen, dargestellt am Beispiel des Stechlinsees. – *Abh. Meteorol. Dienst. Dt. Demokr. Rep.*, 11 (88): 1–47, Berlin.
- RICHTER, D. (1969b): Darstellung von Methoden zur rechnerischen Bestimmung der Gebietsverdunstung. – *Abh. Meteorol. Dienst. Dt. Demokr. Rep.*, 13 (98): 1–38, Berlin.
- RICHTER, D. (1975): Vergleichende Betrachtung verschiedener Methoden zur Bestimmung der Verdunstung von freien Wasserflächen. – *Z. Meteorol.*, 25 (2): 117–121, Berlin.
- RICHTER, D. (1977): Zur einheitlichen Berechnung der Wassertemperatur und der Verdunstung von freien Wasserflächen auf statistischer Grundlage. – *Abh. Meteorol. Dienst. Dt. Demokr. Rep.*, 16 (119): 1–35, Berlin.
- RICHTER, H. (1968): Beitrag zum Modell des Geokomplexes. – In: BARTHEL, H. (Hrsg.): *Landschaftsforschung/Neef-Festschrift*, Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-H. 271: 39–48, Gotha/Leipzig.
- RICHTER, W., & LILICH, W. (1975): *Abriß der Hydrologie*. – 1–281, Stuttgart.
- ROCZNIK, K. (1976): Die Niederschlagsverhältnisse in Deutschland im Zeitraum 1851–1975. – *Meteorol. Rdsch.*, 29: 187–189, Berlin, Göttingen.
- SACHS, L. (1971): *Statistische Auswertungsmethoden*. – 3. Aufl.: 1–545, Berlin, Heidelberg, New York.
- SCHEFFER, F., & SCHACHTSCHABEL, P. (1976): *Lehrbuch der Bodenkunde*. – 9. Aufl.: 1–394, Stuttgart.
- SCHOKORR, E. (1971): Untersuchungen über den Wasserhaushalt von drei kleinen Niederschlagsgebieten in Schleswig-Holstein unter besonderer Berücksichtigung der Gebietsverdunstung. – *Diss. agrarwiss. Fak. Univ. Kiel*: 1–176, Kiel.
- SCHENDEL, U. (1964): Untersuchungen über den Gebietswasserhaushalt eines kleinen Einzugsgebietes in der Alten Moräne Schleswig-Holsteins. – *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, 2: 11–20, Göttingen.
- SCHENDEL, U. (1967): *Vegetationswasserverbrauch und -wasserbedarf (Eine Studie aufgrund von Untersuchungen in klimatisch differenzierten Zonen)*. – *Habil.-Schr. agrarwiss. Fak. Univ. Kiel*: 1–184. – (Unveröff.).
- SCHENDEL, U. (1971): Über den Wasserhaushalt im norddeutschen Flachland. Teil III: Wasserhaushalt und Landschaft, Untersuchungen in Niederschlagsgebieten des Binneneidraumes. – *Bes. Mitt. dt. gewässerkdl. Jb.*, 34: 1–125, Kiel.
- SCHENDEL, U., & PREUSS, E. (1973): Die Wasserspende schleswig-holsteinischer Naturräume. – *Bauernblatt/Landpost f. Schleswig-Holst.*, 123: 1574–1576, Rendsburg.
- SCHOTT, C. (1956): *Die Naturlandschaften Schleswig-Holsteins*. – 1–110, Neumünster.
- SCHROEDER, M. (1970): Untersuchungen an Lysimetern mit Waldbestockung. – *Mitt. Arb.-Kr. „Wald und Wasser“*, 5: 27–33, Essen.
- SCHROEDER, M. (1971): Sickerwasserablauf und Bodenfeuchte bei der wägbaren Lysimeteranlage Senne. – *Die Wasserwirtschaft*, 8: 245–247, Stuttgart.
- SCHROEDER, M. (1975): Erste Ergebnisse der Großlysimeteranlage St. Arnold bei Rheine. – *Wasserwirtschaft*, 65 (11): 301–305, Stuttgart.
- SCHROEDER, M., & BRAUN, G. (1976): Simulation vertikaler Wasserflüsse in einem Lysimeter. – *Wasser und Boden*, 28: 10–11, Hamburg.
- SCHRÖDER, R. (1969): Einheitsganglinienverfahren. – 1. Fortbildungslehrgang f. Hydrol. d. DVWW, Braunschweig 1969: 1–11, Braunschweig.
- SCHULTZE, G. (1969): Ziele und Methodik moderner wissenschaftlicher Hydrologie. – *Dt. Gewässerkdl. Mitt., Sonderh.*: 82–84, Koblenz.
- SCHULZ, H.D. (1973): Über den Grundwasserhaushalt im norddeutschen Flachland. Teil II: Grundwasserbeschaffenheit unter natürlichen und anthropogenen Einflüssen. – *Bes. Mitt. dt. gewässerkdl. Jb.*, 36: 79–114, Kiel.
- SCHUMANN, D. (1968): Zur Definition, Verbreitung und Entstehung der Binneneidraumsgebiete. – *Geogr. Ber.*, 40 (1): 22–32, Gotha/Leipzig.
- SCHUMANN, D. (1972): Die Beziehung zwischen Niederschlagshöhe und Wasserstandsänderung in oberirdisch zu- und abflußlosen Seen des Norddeutschen Tieflandes. – *Wasserwirtsch. – Wassertechnik*, 22: 50–56, Berlin.
- SCHUMANN, D. (1973): Annual variation of seepage of lakes in the moraine area of the German Democratic Republic. – *Publ. IAHS*, 109: 101–108, Helsinki.
- SCHUMANN, W. (1955): Wasserstandsschwankungen der oberbayerischen Seen. – *Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N. F.*, 72: 1–96, München.
- SIOLI, H. (1959): Gedanken über die zukünftige Entwicklung der Limnologie. – *Naturw. Rdsch.*, 6: 213–220, Stuttgart.
- SPAHR, R. (1971): Über den Wasserhaushalt im norddeutschen Flachland – erläutert am Beispiel Schleswig-Holsteins. – *Bes. Mitt. dt. gewässerkdl. Jb.*, 33: 1–90, Kiel.
- STEIN, K. (1969): Bad Segeberg und seine Umgebung. – In: SCHLENGER, H., & PAPPEN, K. H., & STEWIG, R. (Hrsg.): *Schleswig-Holstein. Ein geographisch-landeskundlicher Exkursionsführer*. – *Schr. Geogr. Inst. Univ. Kiel*, 30: 123–128, Kiel.
- STEINER, D. (1965): A multivariate statistical approach to climatic regionalization and classification. – *Tijdschr. Koninklijk Nederl. Aardrijksk. Genootsch.*, 82: 329–347, Amsterdam.
- STEINHAUSER, F. (1948): Ergänzung zur Mitteilung über die Sonnenflecken und die Seespiegelschwankungen des Viktoriasees. – *Wetter und Leben*, 1: 357–359, Wien.
- STEPHAN, H.-J. (1975): Erläuterungen zur Ingenieurgeologischen Planungskarte Bordesholm Maßstab 1:10000. – Hrsg.: *Geol. L.-Amt Schleswig-Holst.*, Kiel: 1–76, Kiel.
- STREIT, U. (1973): Ein mathematisches Modell zur Simulation von Abflußganglinien. – *Gießener Geogr. Schr.*, 27: 1–96, Gießen.
- TAUBENHEIM, J. (1969): Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. – *Geophys. Monogr.*, 5: 1–373, Leipzig.
- THIENEMANN, A. (1969): Wasserstandsschwankungen im Garrensee, Pinnsee und Drewitzer See 1931–1944. – *Arch. Hydrobiol.*, 43: 1–20, Stuttgart.
- THOMAS, M. (1975): Jahresgang der Bodenfeuchte einiger Bodenformen, charakterisiert durch das Auftreten bestimmter Kennwerte. – *Wiss. Z. Univ. Halle*, 24 (2): 39–51, Halle/Saale.
- THOMAS, M. (1977): Wertung der Pedohydrotypen für wasserwirtschaftliche und geoökologische Bilanzierungszwecke. – *Herzyna, N. F.*, 14 (1): 55–74, Leipzig.
- TRETER, U. (1970): Untersuchungen zum Jahresgang der Bodenfeuchte in Abhängigkeit von Niederschlägen, topographischer Situation und Bodenbedeckung an ausgewählten Punkten in den Hüttener Bergen/Schleswig-Holstein. – *Schr. Geogr. Inst. Univ. Kiel*, 33: 1–144, Kiel.

- TRETER, U. (1971): Untersuchungen zur ökologischen Landschaftsanalyse der Hüttener Berge (Kreis Rendsburg-Eckernförde) – *Schr. Geogr. Inst. Univ. Kiel*, 37: 267–277, Kiel.
- TRETER, U. (1972): Untersuchungen zur Geoökologie des Blunker Sees (Schleswig-Holstein) und seines Umlandes. – In: *Belastung und Belastbarkeit von Ökosystemen*, Tag. – Ber. Ges. Ökologie Gießen 1972: 157–161, Augsburg.
- TRETER, U. (1973): Zur Ökologie einiger Grünlandgesellschaften. – *Mitt. d. florist.-soziolog. Arbeitsgem., N. F.*, 15/16: 103–108, Todenmann, Göttingen.
- TRETER, U. (1974): Landschaftsökologische Einheiten im Stauchmoränengebiet Hüttener Berge. – *Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst.*, 44: 13–26, Kiel.
- TRETER, U. (1977): Wasserstandsschwankungen schleswig-holsteinischer Seen. – *Die Heimat*, 84 (7/8): 211–219, Neumünster.
- TRETER, U. (1979): Untersuchungen zum Gebietswasserhaushalt in Schleswig-Holstein. – *Die Erde*, 110: 33–53, Berlin.
- TROST, A. (1965): Industrielle Feuchtemessung mit Neutronen. – *Z. Instrumentenk.*, 73 (12): 329–336, Berlin.
- UHLIG, S. (1956): Der mittlere Jahresgang des ausschöpfbaren Bodenfeuchtegehaltes. – *Die Wasserwirtschaft*, 46 (5): 121–127, Stuttgart.
- VAN DER PLOEG, R., & BENECKE, P. (1974): Unsteady, unsaturated n-dimensional moisture flow in soil: a computer simulation program. – *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 38: 881–885.
- VINCK, F. (1957): Die Verwertbarkeit von Piche-Evaporimetern für die Bestimmung der Gebietsverdunstung. – *Dt. gewässerkd. Mitt.*, 1: 73–76, Koblenz.
- VINCK, F. (1961): Ergebnisse von Verdunstungsmessungen in Schleswig-Holstein. – *Dt. gewässerkd. Mitt.*, 5: 11–15, Koblenz.
- VOGEL, F. (1975): Probleme und Verfahren der numerischen Klassifikation. – 1–410, Göttingen.
- WEGEMANN, G. (1913): Die schleswigschen Diluvialseen und ihre Kryptodepressionen. – *Z. Ges. Erdkd.*, 8: 624–635, Berlin.
- WEGEMANN, G. (1922): Die Seen Ostholsteins – ihre Entstehung, Raumverhältnisse und Spiegelschwankungen. – 1–48, Kiel.
- WEIHE, J. (1968): Zurückhaltung von Regenniederschlägen durch Buchen und Fichten. – *Allg. Forstz.*, 6: 86–90, München.
- WEIHE, J. (1970): Warum noch immer Interzeptionsmessungen im Wald? – *Mitt. Arbeitskreis „Wald und Wasser“*, 5: 10–26, Essen.
- WEISS, E.N. (1958): Bau und Entstehung der Sander vor der Grenze der Würm-Vereisung im Norden Schleswig-Holsteins. – *Meyniana*, 7: 5–60, Kiel.
- WENDLING, U. (1967): Bemerkungen zur Eichung von Neutronensonden. – *Albrecht-Thaer-Arch.*, 11 (12): 1105–1116, Berlin.
- WERNER, J. (1971): Ein Versuch zur numerischen Bestimmung des vertikalen Austauschkoefizienten für Wasserdampf in der wassernächsten Luftschicht. – *Arch. Meteorol. Geophys. Biol., Ser. A*, 20: 159–174, Wien.
- WERNER, J. (1974): Läßt sich die Verdunstung freier Wasserflächen noch mit anderem als dem bisher üblichen Instrumentarium messen? – *Dt. gewässerkd. Mitt.*, 18 (3): 53–63, Koblenz.
- WERNER, J., & SCHWETZER, J., & BRAUN, G. (1977): Ein integrierender kinetischer Verdunstungsmesser für Binnengewässer. – *Beitr. Hydrol.* 4: 1–28, Freiburg.
- WILHELM, F. (1969): Klima und Gewässer. – In: SCHLENGER, H., & PAFFEN, K. H. & STEWIG, R. (Hrsg.): *Schleswig-Holstein. Ein geographisch-landeskundlicher Exkursionsführer.* – *Schr. Geogr. Inst. Univ. Kiel*, 30: 14–17, Kiel.
- WILHELM, F. (1975): *Schnee- und Gletscherkunde. Lehrbuch d. Allg. Geographie.* – 1–434, Berlin, New York.
- WOLDSTEDT, P. (1926): Probleme der Seenbildung in Norddeutschland. – *Z. Ges. Erdk.*, 61: 103–124, Berlin.
- WRAASE, K. (1973): Über den Grundwasserhaushalt im norddeutschen Flachland. Teil III: Über den Grundwassergang im Lande Schleswig-Holstein. – *Bes. Mitt. dt. gewässerkd. Jb.*, 37: 1–58, Kiel.
- YEVJEVICH, V. (1972): Stochastic processes in hydrology. – *Water Resources Publ.*: 1–276, Fort Collins, Colorado.

Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33

- Heft 1: HIERSEMENZEL, Sigrid-Elisabeth
Britische Agrarlandschaften im Rhythmus des landwirtschaftlichen Arbeitsjahres,
untersucht an 7 Einzelbeispielen.
(1964). 46 S., 7 Ktn., 10 Diagramme im Anhang
Preis: DM 5,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-000-9
- Heft 2: ERGENZINGER, Peter
Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald)
(1965). 48 S., 62 Abb.
Preis: DM 5,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-001-7
- Heft 3: ABDUL-SALAM, Adel
Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon.
(1966). 52 S., 27 Abb. im Text, 4 Skizzen, 2 Profile, 2 Karten, 36 Bilder im Anhang.
ISBN 3-88009-002-5 (vergriffen)
- Heft 4: PACHUR, Hans-Joachim
Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse.
(1966). 35 S., 37 Diagr., 2 Tab., 21 Abb.
Preis: DM 5,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-003-3
- Heft 5: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
I. Feldarbeiten 1964/65.
(1967). 65 S., 34 Abb., 1 Kte.
ISBN 3-88009-004-1 (vergriffen)
- Heft 6: ROSTANKOWSKI, Peter
Siedlungsentwicklung und Siedlungsformen
in den Ländern der russischen Kosakenheere.
(1969). 84 S., 15 Abb., 16 Bilder, 2 Karten.
Preis: DM 15,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-005-X
- Heft 7: SCHULZ, Georg
Versuch einer optimalen geographischen Inhaltsgestaltung
der topographischen Karte 1:25 000 am Beispiel eines Kartenausschnitts.
(1969). 28 S., 6 Abb. im Text, 1 Kte. im Anhang.
Preis: DM 10,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-006-8
- Heft 8: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
II. Feldarbeiten 1965/66.
(1969). 82 S., 15 Abb., 27 Fig., 13 Taf., 11 Karten.
Preis: DM 15,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-007-6
- Heft 9: JANNSEN, Gert
Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti).
(1970). 66 S., 12 S. Abb., 41 Bilder, 3 Karten.
Preis: DM 15,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-008-4
- Heft 10: JÄKEL, Dieter
Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges
(zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns.
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1971). 55 S., 13 Abb., 54 Bilder, 3 Tabellen, 1 Nivellement (4 Teile),
60 Profile, 3 Karten (6 Teile).
Preis: DM 20,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-009-2

- Heft 11: MÜLLER, Konrad
Arbeitsaufwand und Arbeitsrhythmus in den Agrarlandschaften Süd- und Südostfrankreichs: Les Dombes bis Bouches-du-Rhone. (1971). 64 S., 18 Karten, 26 Diagramme, 10 Figuren, zahlreiche Tabellen. Preis: DM 25,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-010-6
- Heft 12: OBENAUF, K. Peter
Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemagayesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1971). 70 S., 6 Abb., 10 Tab., 21 Photos, 34 Querprofile, 1 Längsprofil, 9 Karten. Preis: DM 20,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-011-4
- Heft 13: MOLLE, Hans-Georg
Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulation im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1971). 53 S., 26 Photos, 28 Fig., 11 Profile, 5 Tab., 2 Karten. Preis: DM 10,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-012-2
- Heft 14: STOCK, Peter
Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tchad. Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1972). 73 S., 47 Abb., 4 Karten. Preis: DM 15,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-013-0
- Heft 15: BIEWALD, Dieter
Die Bestimmungen eiszeitlicher Meeresoberflächentemperaturen mit der Ansatztiefe typischer Korallenriffe. (1973). 40 S., 16 Abb., 26 Seiten Figuren und Karten. Preis: DM 10,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-015-7
- Heft 16: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. III. Feldarbeiten 1966/67. (1972). 156 S., 133 Abb., 41 Figuren, 34 Tab., 1 Karte. Preis: DM 45,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-014-9
- Heft 17: PACHUR, Hans-Joachim
Geomorphologische Untersuchungen im Raum der Serir Tibesti (Zentralsahara). Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1973). 58 S., 39 Photos, 16 Figuren und Profile, 9 Tabellen, 1 Karte. Preis: DM 25,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-016-5
- Heft 18: BUSCHE, Detlef
Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, République du Tchad. Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1973). 130 S., 57 Abb., 22 Fig., 1 Tab., 6 Karten. Preis: DM 40,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-017-3
- Heft 19: ROLAND, Norbert W.
Anwendung der Photointerpretation zur Lösung stratigraphischer und tektonischer Probleme im Bereich von Bardai und Aozou (Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara). Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1973). 48 S., 35 Abb., 10 Fig., 4 Tab., 2 Karten. Preis: DM 20,- zuzüglich Versandkosten. ISBN 3-88009-018-1

- Heft 20: SCHULZ, Georg
 Die Atlaskartographie in Vergangenheit und Gegenwart und die darauf aufbauende Entwicklung eines neuen Erdatlas. (1974). 59 S., 3 Abb., 8 Fig., 23 Tab., 8 Karten.
 Preis: DM 35,- zuzüglich Versandkosten.
 ISBN 3-88009-019-X
- Heft 21: HABERLAND, Wolfram
 Untersuchungen an Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der nördlichen und mittleren Sahara (Libyen und Tschad). Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1975). 71 S., 62 Abb., 24 Fig., 10 Tab.
 Preis: DM 50,- zuzüglich Versandkosten.
 ISBN 3-88009-020-3
- Heft 22: GRUNERT, Jörg
 Beiträge zum Problem der Talbildung in ariden Gebieten, am Beispiel des zentralen Tibesti-Gebirges (Rép. du Tchad). Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1975). 96 S., 3 Tabellen, 6 Figuren, 58 Profile, 41 Abbildungen, 2 Karten.
 Preis: DM 35,- zuzüglich Versandkosten.
 ISBN 3-88009-021-1
- Heft 23: ERGENZINGER, Peter Jürgen
 Das Gebiet des Enneri Misky im Tibesti-Gebirge, République du Tchad – Erläuterungen zu einer geomorphologischen Karte 1:200 000. Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1978). 60 S., 6 Tabellen, 24 Figuren, 24 Photos, 2 Karten.
 Preis: DM 40,- zuzüglich Versandkosten.
 ISBN 3-88009-022-X
- Heft 24: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
 IV. Feldarbeiten 1967/68, 1969/70, 1974.
 Reese, D. & Okrusch, M. & Kaiser, K.; Roland, N. W.; Briem, E.; JÄkel, D. & Dronia, H.
 (1976). 24 Fig. 79 Abb., 12 Tab., 2 Karten.
 Preis: DM 30,- zuzüglich Versandkosten.
 ISBN 3-88009-023-8
- Heft 25: MOLLE, Hans-Georg
 Untersuchungen zur Entwicklung der vorzeitlichen Morphodynamik im Tibesti-Gebirge (Zentral-Sahara) und in Tunesien. Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1979). 104 S., 22 Abb., 40 Fig., 15 Tab., 3 Karten.
 Preis: DM 35,- zuzüglich Versandkosten.
 ISBN 3-88009-024-6
- Heft 26: BRIEM, Elmar
 Beiträge zur Genese und Morphodynamik des ariden Formenschatzes unter besonderer Berücksichtigung des Problems der Flächenbildung am Beispiel der Sandschwemmebenen in der östlichen Zentralsahara. Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1977). 89 S., 38 Abb., 23 Fig., 8 Tab., 155 Diagr., 2 Karten.
 Preis: DM 25,- zuzüglich Versandkosten.
 ISBN 3-88009-025-4
- Heft 27: GABRIEL, Baldur
 Zum ökologischen Wandel im Neolithikum der östlichen Zentralsahara. Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. (1977). 111 S., 9 Tab., 32 Fig., 41 Photos, 2 Karten.
 Preis: DM 35,- zuzüglich Versandkosten.
 ISBN 3-88009-026-2

- Heft 28: BÖSE, Margot
Die geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen.
(1979). 46 S., 3 Tab., 14 Abb., 25 Fotos, 1 Karte.
Preis: DM 10,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-027-0
- Heft 29: GEHRENKEMPER, Johannes
Rañas und Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien.
(1978). 81 S., 68 Abb., 3 Tab., 32 Photos, 2 Karten
Preis: DM 20,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-028-9
- Heft 30: STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.)
Geomorphologische Detailaufnahme. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm I.
(1978). 90 S., 38 Abb. und Beilagen, 17 Tab.
Preis: DM 18,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-029-7
- Heft 31: BARSCH, Dietrich & LIEDTKE, Herbert (Hrsg.)
Methoden und Anwendbarkeit geomorphologischer Detailkarten.
Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm II.
(1980). 104 S., 25 Abb., 5 Tab.
Preis: DM 17,- zuzüglich Versandkosten.
ISBN 3-88009-030-5
- Heft 33: TRETER, Uwe
Zum Wasserhaushalt schleswig-holsteinischer Seengebiete.
(1981). 168 S., 102 Abb., 57 Tab.
Preis: DM 40,- zuzüglich Versandkosten
ISBN 3-88009-033-1

Sonderheft: LESER, Hartmut, und STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.)
Geomorphologische Kartierung.
Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1:25 000,
herausgegeben vom Arbeitskreis Geomorphologische Karte der Bundesrepublik
Deutschland –
(1975). 39 S.
Preis: DM 2,- zuzüglich Versandkosten.