

GÖTTINGER
BODENKUNDLICHE
BERICHTE

49

Lüder Benne

**HYDROLOGISCHES VERHALTEN UND
ENTSTEHUNGSBEDINGUNGEN
EINES SATTELMOORES IM HOCHSOLLING**

1977

JSSN 0340 - 4153

Im Selbstverlag der Anstalten für
Bodenkunde der Universität Göttingen

Herausgeber: B. Meyer und B. Ulrich

Schriftleitung: P. Hugenroth

Bestellungen über:

Institut für Bodenkunde, Göttingen, von Siebold-Str. 4

Institut für Bodenkunde und Waldernährung
Göttingen, Büsgenweg 2

oder den Buchhandel (Gewährung von Wiederverkäufer-Rabatt)

Selbstkostenpreis

DM

GÖTTINGER
BODENKUNDLICHE
BERICHTE

49

Lüder Benne

**HYDROLOGISCHES VERHALTEN UND
ENTSTEHUNGSBEDINGUNGEN
EINES SATTELMOORES IM HOCHSOLLING**

1977

JSSN 0340 - 4153

Lüder Benne

**HYDROLOGISCHES VERHALTEN UND
ENTSTEHUNGSBEDINGUNGEN
EINES SATTELMOORES IM HOCHSOLLING**

**Göttinger Bodenkundliche Berichte 49, 1-135
(1977)**

I n h a l t s v e r z e i c h n i s

	Seite
1. Ziel der Untersuchung	1
2. Theoretische Grundlagen und Untersuchungskonzept	4
2.1. Wasserhaushaltsgleichung	4
2.2. Wasserbewegung im Boden	6
3. Das untersuchte Gebiet	10
3.1. Gebirgsmoore in Mitteleuropa	10
3.2. Beschreibung des Mecklenbruchs	12
4. Material und Methoden	16
4.1. Untersuchungen im Feld und Probenahme	16
4.1.1. Verfahren zur Messung des Wasserhaushalts	16
4.1.2. Niederschlag	17
4.1.3. Beobachtung gespannten Wassers mit Tensiometern	20
4.1.3.1. Beschreibung der verwendeten Tensiometer	20
4.1.3.2. Einsatz der Tensiometer im untersuchten Gebiet	22
4.1.3.3. Tiefentensiometer	26
4.1.4. Beobachtung ungespannten Wassers	27
4.1.4.1. Piezometer	27
4.1.4.2. Grundwasserbeobachtung	30
4.1.5. Gesättigte Leitfähigkeit nach der Methode Houghoudt-Ernst	32
4.1.6. Probenahme	33
4.1.7. Profilaufnahme	35
4.2. Untersuchungen im Labor	39
4.2.1. Bestimmung der Saugspannungs-Sättigungs-Beziehungen ($\psi-\theta$ -Beziehungen)	39
4.2.2. Ungesättigte Leitfähigkeit	41
4.2.2.1. Meßanordnung	41
4.2.2.2. Ein-Stufen-Methode	43

II

4.2.2.3.	Stufenweise Entwässerung der Bodenproben	45
4.2.2.4.	Weiterentwicklung der Meßanordnung	46
4.3.	Auswertungsmethoden	46
4.3.1.	Ermittlung der Gradienten im Boden	48
4.3.2.	Ableitung der Leitfähigkeit aus Geländedaten	50
4.3.2.1.	Gesättigte Leitfähigkeit im Torf	50
4.3.2.2.	Ungesättigte Leitfähigkeit am Moorrand	51
4.3.2.3.	Ungesättigte Leitfähigkeit im Mineralboden unter dem Torfkörper	52
4.3.2.4.	Leitfähigkeit in der Zone zwischen Torf und Mineralboden	53
4.3.3.	Datenauswertung	55
4.3.3.1.	Auswertung der Schreibstreifen mit EDV	55
4.3.3.2.	Programm zur Berechnung der ungesättigten Leitfähigkeit	56
5.	Ergebnisse	60
5.1.	Auswertungskonzept	60
5.2.	Messungen	61
5.2.1.	Zeitfunktionen	61
5.2.1.1.	Zeitreihen der Piezometer und Grundwasserpegel	61
5.2.1.2.	Zeitreihen der Tensiometer	69
5.2.1.3.	Vergleichende Darstellung einiger Zeitreihen	76
5.2.2.	Bodenhydrologische Grundfunktionen	77
5.2.2.1.	Saugspannungs-Sättigungs- Beziehungen und Porenraumgliederung	79
5.2.2.2.	Leitfähigkeit im Torf	84
5.2.2.3.	Leitfähigkeit im Mineralboden	87
5.2.2.4.	Leitfähigkeit zwischen Torf und tiefem Mineralboden	91

III

5.3. Potentiale und Wasserströme	93
5.4. Wasserhaushalt	103
5.4.1. Komponenten des Wasserhaushalts	103
5.4.2. Wasserhaushaltsbilanz des Jahres 1975	117
5.4.3. Vergleich mit den Messungen eines Abflußwehres	120
6. Schlußbetrachtung	124
7. Zusammenfassung	128
8. Literatur	130

Diese Arbeit wurde mit Unterstützung des Instituts für Bodenkunde und Waldernährung angefertigt. In die Auswertung wurden die Messungen des Jahres 1975 einbezogen, die mit den vom Kuratorium für das Kulturbauwesen im Mecklenbruch eingebauten Geräten durchgeführt worden waren. Ein großer Teil des umfangreichen Datenmaterials wurde an der Rechenanlage der Gesellschaft für Wissenschaftliche Datenverarbeitung mbH Göttingen ausgewertet.

Mein Dank gilt Professor Dr. B. Ulrich, der mir die Arbeit an seinem Institut ermöglichte, und Dr. P. Benecke, der die Dissertation betreute und durch seinen Rat wesentlich zur ihrem Gelingen beitrug, sowie dem Land Niedersachsen, das durch die Gewährung eines Graduiertenstipendiums die materielle Basis schuf. Zu besonderem Dank bin ich Herrn H.-G. Malinowski verpflichtet, der die laufende Betreuung der Außenanlagen im Mecklenbruch besorgte. Zu danken habe ich weiterhin allen Mitarbeitern des Instituts für Bodenkunde und Waldernährung, die mir in Diskussionen Anregungen für die Durchführung der Arbeit vermittelten, sowie Frau Graupner, die am Schreiben des schwierigen Manuskripts nicht verzweifelte.

Nicht zuletzt bedanke ich mich bei meiner Frau für die moralische und oft auch tatkräftige Unterstützung in den mehr als drei Jahren für diese Dissertation, sowie meinen Eltern, die mir das Studium ermöglicht haben.

Göttingen im Juni 1977

Liste der wichtigsten verwendeten Symbole

<u>(1) Wasserhaushalt</u>		
A_o	= Oberflächenabfluß	mm
A_{on}	= oberflächennaher Abfluß	
A_v	= Versickerung	mm
E	= Evaporation	
F_{on}	= oberflächennahe Flüsse	
I	= Interzeption	mm
N	= Niederschlag	mm
ΔR	= Vorratsänderung	
T	= Transpiration	mm
Z_{on}	= oberflächennaher Zuzug	
<u>(2) Wasserbewegung im Boden</u>		
F	= Strömungsquerschnitt	
$grad$	= Gradient	cm/cm
$k(\Theta)$	= vom Wassergehalt abhängige Leitfähigkeit	cm/Tag
k_s	= gesättigte Leitfähigkeit	
k_u	= ungesättigte Leitfähigkeit	
Ψ	= Saugspannung (im Tensiometer als negativer Druck gemessen)	cm WS, mbar
Ψ_g	= Gravitationspotential	
Ψ_s	= Saugspannungspotential	
	= hydraulisches Potential	cm WS, mbar
Q	= Flußmenge	
q	= Filtergeschwindigkeit	cm ³ /cm ² Tag
t	= Zeit	
Θ	= volumetrischer Wassergehalt	cm ³ /cm ³
x, y, z	= Raumkoordinaten	cm
<u>(3) Meßfelder</u>		
$F 1$	= Meßfeld "Moor Ost"	
$F 2$	= Meßfeld "Windwurf"	
$F 3$	= Meßfeld "Fichte"	
PMD	= Piezometer auf der Fläche zwischen PMT2 und PMM (s. Skizze)	

VI

PMM = Piezometer im Moor (s. Skizze)
PMT1, -2, -3 = Piezometer an den Tensiometerfeldern

(4) Sonstige Symbole

Cal = Calluna
Er = Erica
H = Zersetzungsgrad nach v. Post
KfK = Kuratorium für das Kulturbauwesen
Sph = Sphagnum
Sph.ac. = Sphagnum acutifolium

Profilbezeichnungen nach internationaler Vereinbarung

1. Ziel der Untersuchung

Moore finden sich in vielen Gebieten Mitteleuropas. Sie bilden in Norddeutschland oft große zusammenhängende Gebiete, während sie südlich des Mittelgebirgsrandes seltener sind. Die Rolle der Moore im Landschaftswasserhaushalt ist bis heute umstritten. Besonders verbreitet ist die wahrscheinlich auf A. v. Humboldt zurückgehende (zit. nach Uhden 1972) Vorstellung, daß ihre Abflußspende zur Wasserversorgung in Trockenzeiten beiträgt (Natermann 1965). Diese ausgleichende Funktion unkultivierter Moore ist jedoch durch zahlreiche Untersuchungen (z.B. Eggelsmann 1964b, Zusammenfassung bei Uhden 1972) widerlegt worden.

Das hydrologische Verhalten der Moore wurde bisher meist mittels Abflußmeßwehren sowie Grundwasserstands- und Niederschlagsmessungen erforscht, wobei man die Differenz zwischen Niederschlag und Abfluß als Gesamtverdunstung (Interzeption und Evapotranspiration) ansah. Wasserbewegungen zwischen Trofkkörper und liegendem Mineralboden werden hierbei nicht erfaßt. Die Versickerung aus dem Torf wird als vernachlässigbar gering angesehen (Eggelsmann 1967); allerdings werden Mengen nur selten angegeben (Eggelsmann 1960). Stets wird auf die geringe vertikale Leitfähigkeit im Torf und im darunterliegenden Mineralboden hingewiesen.

Die Ermittlung der Verdunstung als Differenz zwischen Niederschlag und Abfluß kann keine befriedigende Bilanz des Wasserhaushalts liefern, da in einem solchen Restglied zu große Unsicherheiten stecken: die Möglichkeit der Versickerung und des oberflächennahen Zuzugs wird mit dieser Methode nicht berücksichtigt.

Die näherungsweise Bestimmung von Verdunstung und Versickerung ermöglichen Lysimeter, die u.a. Eggelsmann (1954), Vidal (1961, 1962), Baden und Eggelsmann (1964) sowie Schmeidl et al. (1970) in Mooren eingesetzt haben. Auch diese Methode kann jedoch nicht zu völlig befriedigenden Ergebnissen führen. Die natürliche Wasserbewegung

ist an den seitlichen Rändern des Lysimeters unterbrochen, dadurch ist die Erfassung einer horizontalen Komponente nicht möglich. Die Versickerung wird durch die Bodenplatte beeinflusst, an der die natürlichen Bedingungen nicht nachgeahmt werden können. Die eindeutige Bestimmung der Verdunstung ist nur in wägbaren Lysimetern möglich. Diese Methode ist sehr aufwendig und stellt aus den genannten Gründen keine endgültige Lösung des Problems der Quantifizierung von Verdunstung und Versickerung dar.

Eine Alternative besteht seit kurzer Zeit in der Anwendung der Potentialtheorie (Kap. 2.2.) auf die Komponenten der Wasserbewegung in den 3 Hauptrichtungen im Boden. Mit einer entsprechenden Anordnung von Meßgeräten (Tensiometer und Piezometer) können die Komponenten des Gradienten in den 3 Richtungen erfaßt werden. So ist eine Bestimmung derjenigen Glieder der Wasserhaushaltsbilanz möglich, bei denen die Wasserströme im Boden eine Rolle spielen.

Ziel dieser Arbeit ist, mit bodenhydrologischen Methoden zu untersuchen, ob die eingangs erwähnten vereinfachenden Annahmen (Niederschlag - Abfluß = Verdunstung) auch für ein als Sattelmoor ausgebildetes Mittelgebirgsmoor zutreffen, oder ob eine quantitativ erhebliche Vertikalversickerung auftritt, die in der Wasserhaushaltsbilanz Berücksichtigung erfordert. Ihre Kenntnis würde daneben zum Verständnis der Bedingungen beitragen, die die Bildung von Mooren hervorrufen. Dieses Wissen steht wiederum in enger qualitativer Beziehung zu den Entstehungsbedingungen graduell weniger vernäßter Böden - etwa in der Reihenfolge Stagnogley, Pseudogley, andere Böden mit Staunässeeinfluß.

Eine Quantifizierung des Gesamtabflusses würde daneben zum Verständnis der Entstehungsbedingungen von Mooren beitragen. Hierbei würde die möglichst genaue Kenntnis des Anteils des Versickerungsabflusses zur Klärung der Frage beitragen, unter welchen Voraussetzungen sich Moore

gebildet haben und wann weniger stark vernäßte Böden - Stagnogleye, Pseudogleye, andere pseudovergleyte Böden - entstanden sind. Vorliegende Durchlässigkeitswerte lassen vermuten, daß es hier auf eine Differenzierung innerhalb der Klasse von Bodenhorizonten bzw. -schichten "sehr geringer Leitfähigkeit" ankommt und das "ungesättigte Fließen" unterhalb der Stauzone eine Rolle spielt.

Die Untersuchungsergebnisse sollen Informationen liefern, die im Zusammenhang mit der Korrelation bodenhydrologischer Eigenschaften und Funktionen mit den Wachstumsbedingungen einerseits und der Grundwassererneuerung andererseits zu sehen sind. Hier besteht gegenwärtig eine empfindliche Wissenslücke, die die praktische Nutzenanwendung von Modellrechnungen für Voraussagen des hydrologischen Verhaltens von Standorten bei bestimmter Nutzung einengt.

2. Theoretische Grundlagen und Untersuchungskonzept

2.1. Wasserhaushaltsgleichung

Mit der Wasserhaushaltsgleichung (1) läßt sich

$$N = I + A_o + F_{on} + E + T + A_v + R \quad (1)$$

N = Niederschlag

I = Interzeption

A_o = Oberflächenabfluß

F_{on} = Nettomenge der oberflächennahen Flüsse

E = Evaporation

T = Transpiration

A_v = Versickerung

R = Vorratsänderung

eine Bilanz der Wassermengen aufstellen, die eine als homogen angesehene Teileinheit einer Landschaft durchfließen. Eine solche Einheit kann je nach der Betrachtungsweise einen großen Bereich, z.B. das Wassereinzugsgebiet eines Baches, oder kleinere Räume bis hinunter zu einem gedachten winzigen Ausschnitt aus dem Boden umfassen. Die Messung der Glieder der Wasserhaushaltsgleichung wird gewöhnlich nur auf relativ engem Raum durchgeführt, wobei die Meßstellen als repräsentativ für das gesamte zu untersuchende Gebiet angesehen werden. Die an einem ausgewählten räumlichen Bodenausschnitt (Abb. 1) bestimmten Glieder der Wasserbilanz werden also auf einen größeren Raum übertragen, im vorliegenden Fall auf den als homogen angesehenen zentralen Teil des Mecklenbruchs. Die Messung der einzelnen Glieder der Wasserhaushaltsgleichung erfolgt:

1. direkt:

- Niederschlag (als Freiland- oder Bestandesniederschlag mit Regenschreibern und Niederschlagsmeßgefäßen,
- Abfluß (ohne Versickerung) mit Meßwehren;

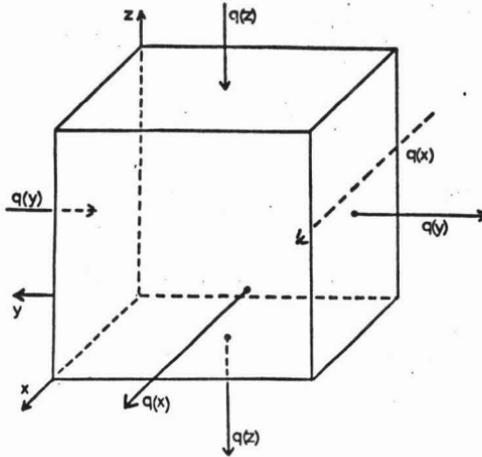


Abb. 1: Kompartimentmodell des Bodens mit Flüssen
[$q(x)$, $q(y)$, $q(z)$] in den 3 Richtungen des Raums

2. indirekt (mit bodenhydrologischen Methoden):

- Bilanz der oberflächennahen Flüsse,
- Versickerung,
- Vorratsänderung,

3. durch Differenzbildung:

- Interzeption unter Bäumen aus Freiland- und Bestandesniederschlag,
- Evapotranspiration - als Restglied.

Bei der Entscheidung, mit welchen Methoden der Wasserhaushalt untersucht werden soll, ist die hydrologische Situation des Gebiets zu beachten: Das Mecklenbruch liegt auf einem Sattel in einem breiten geologischen Graben. Der Wasserhaushalt kann also nicht nach der einfachen, oft angewendeten Formel $N = A + V$ bilanziert werden. Bei der üblichen Bestimmung von V als Restglied kann nicht kontrolliert werden, ob die Wasserzuführung durch Hangwasser verstärkt wird und ob Wasser aus dem Torf in den Mineralboden versickert. Daneben ist in einem breiten Tal wie dem Derenthal - Neuhaus - Silberborn - Hellentaler Graben,

in dem das Mecklenbruch liegt, nicht gewährleistet, daß die parallel zur Grabenachse verlaufende Wasserbewegung in einem Meßwehr vollständig erfaßt wird. Es liegt danach nahe, mit Umläufigkeit beim Abflußwehr zu rechnen; ein Vergleich von Abflußbestimmungen aus Potentialauswertungen mit Wehrmessungen müßte aus diesem Grunde für das Meßwehr geringere Wassermengen ergeben. Dieser Vergleich wird in Kap. 5.4.3. angestellt.

Die bei der Auswertung der Potentiale allein übrig bleibende Restgröße "Verdunstung" kann eingegrenzt werden, wenn die Transpiration über den kapillaren Aufstieg aus dem Grundwasser zur Wurzelzone geschätzt wird.

Diese Bestimmungen können für alle einzelnen Meßwerte durchgeführt werden. Man kann aber auch die Wasserhaushaltsgleichung auf eine Folge von quasistationären Zuständen anwenden. Für einen solchen Zeitraum wird der Vorrat als konstant angesehen ($\Delta R = 0$). Ein entsprechend der o.a. Definition begrenzter Bereich, der als repräsentativ für ein Teilgebiet angesehen wird, steht in Wechselbeziehungen zur Umgebung. Diese Wechselbeziehungen äußern sich in der Menge der oberflächennah transportierten Wassermenge, also in Zu- und Abfluß. Für die vorliegende Untersuchung wird der zentrale Teil des Moorkörpers als homogen angesehen, denn hier hat das Moornwachstum weitgehend gleichzeitig begonnen, und der Aufbau der Torfschichten ist gleichmäßig (Schneekloth 1967). Die Moorflanken mit einer immer geringer werdenden Torfaufgabe auf dem Mineralboden stehen mit dem zentralen Teil und den seitlichen Hängen in Beziehung. Eine Analyse der hier stattfindenden oberflächennahen Strömung muß also Aufschluß über die Wassermenge geben, die dem Moorkörper aus den Hängen zufließt.

Abb. 2 gibt einen schematischen Überblick über den Wasserhaushalt des Mecklenbruchs.

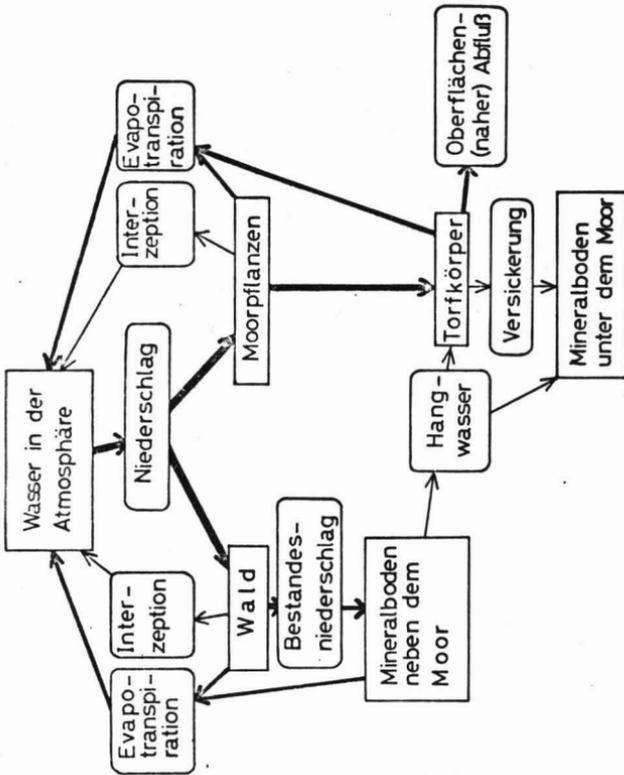


Abb. 2: Übersicht über den Wasserhaushalt des Mecklenbruchs

2.2. Wasserbewegung im Boden

Die Anwendung des Potentialkonzepts vermittelt einen Zugang zum Verständnis des Verhaltens des Bodenwassers.



Eine wesentliche Rolle spielt hierbei der sich als Druck äußernde Energiestatus des Bodenwassers, der gewöhnlich als zeit- und raumabhängige Variable in Erscheinung tritt. Dieser Druck ist

- negativ in der ungesättigten Zone,
- positiv im gesättigten Bereich,
- gleich dem Atmosphärendruck in der Spiegelfläche des Grund- und Stauwassers.

Die spezifische Energie, d.h. der Energieinhalt einer Einheitsmenge Wasser (ausgedrückt in Volumen, Masse oder Gewicht), ist das Potential des Wassers. Es wird definiert als die Arbeit, die zum reversiblen, isothermalen Transport des Wassers aus einem auf es einwirkenden Kraftfeld hinaus bis zu einem höhen-gleichen Punkt außerhalb des Kraftfeldes benötigt wird. Das Wasser bewegt sich stets von Orten höheren Potentials entlang einem Potentialgefälle (Gradienten) nach Orten niedrigeren Potentials. Das Potentialgefälle (Gradient) wird bestimmt aus:

$$\text{grad} = \frac{\Delta\Phi}{\Delta z} \quad (2)$$

$\Delta\Phi$ = Potentialdifferenz

Δz = Abstand der Meßstellen

Maßgebend für die Wasserbewegung ist immer das hydraulische Potential, das der Summe mehrerer Teilpotentiale entspricht. Die für diese Untersuchung wichtigen Teilpotentiale sind das Gravitationspotential und das Saugspannungspotential bzw. das unterhalb einer Grundwasser-oberfläche an dessen Stelle tretende piezometrische oder Steigrohrpotential. Für diese Potentiale gilt:

$$\Phi = z + \Psi \quad (3)$$

Φ = hydraulisches Potential (Gesamtpotential)
(cm WS oder mbar)

z = Gravitationspotential (gemessen als Abstand von einer für alle Potentiale geltenden Bezugsebene)

Ψ = Saugspannungspotential (im Tensiometer als negativer Druck gemessen)

Eine eingehende Beschreibung des Potentialkonzepts findet sich in der bodenhydrologischen Standardliteratur, z.B. bei Childs (1969) und Hillel (1971).

Bei der Bewegung entlang einem Potentialgefälle hat das Medium, in dem das Wasser fließt, entscheidenden Einfluß auf die Geschwindigkeit: In einem offenen Gewässer, wo das Wasser ungehindert fließen kann, richtet sich die Strömungsgeschwindigkeit weitgehend nach dem Gefälle. In porösen Medien, wie im Boden, steht nicht das gesamte Volumen für die Strömung zur Verfügung, sondern nur der wassergefüllte Porenraum. Das Verhältnis des Porenvolumens zum Bodenvolumen sowie die Porengrößenverteilung bestimmen die hydraulische Leitfähigkeit eines Bodens. Sie hat bei vollständiger Wassersättigung aller Poren ihren größten Wert ("gesättigte Leitfähigkeit"). Sind nicht alle Poren mit Wasser gefüllt, hängt die Leitfähigkeit vom Wassergehalt des Bodens ab ("unge-sättigte Leitfähigkeit").

Die hydraulische Leitfähigkeit eines Bodens gibt an, wieviel Wasser pro Zeiteinheit den Einheitsquerschnitt einer Bodensäule passiert, auf welche ein Einheitspotentialgradient einwirkt (Filtergeschwindigkeit).

Dieser Zusammenhang wird in der Darcy-Gleichung ausgedrückt.

$$q = -k(\Theta) \text{ grad}\Phi \quad (4)$$

q = Filtergeschwindigkeit

k = vom Wassergehalt abhängige Leitfähigkeit

$\text{grad}\Phi$ = hydraulischer Gradient

Das Darcy-Gesetz kann unmittelbar auf einfache Strömungsprobleme angewandt werden. Für kompliziertere Fälle, z.B. wenn die Strömung in ihrer Größe und Richtung veränderlich ist, wird das Darcy-Gesetz (4) mit der Kontinuitätsgleichung zur allgemeinen Fließgleichung (5) kombiniert.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \partial [K_x (\partial \phi / \partial x)] / \partial x + \partial [K_y (\partial \phi / \partial y)] / \partial y + \partial [K_z (\partial \phi / \partial z)] / \partial z \quad (5)$$

θ = Wassergehalt

$K_{x,y,z}$ = hydraulische Leitfähigkeit in den 3 Richtungen
(x, y, z) im Raum

Unter gesättigten Bedingungen wird die linke Seite der Gleichung null und die hydraulische Leitfähigkeit konstant. In diesem Sonderfall wird Gleichung 5 zu:

$$K_x \partial^2 \phi / \partial x^2 + K_y \partial^2 \phi / \partial y^2 + K_z \partial^2 \phi / \partial z^2 = 0 \quad (6)$$

Für den Fall der Isotropie ($K_x = K_y = K_z$) entsteht daraus die Laplace-Gleichung (7):

$$\partial^2 \phi / \partial x^2 + \partial^2 \phi / \partial y^2 + \partial^2 \phi / \partial z^2 = 0 \quad (7)$$

Abb. 1 dient als Illustration der in Gleichung 7 aufgeführten Flüsse bzw. der Änderung der Fließrichtung.

3. Das untersuchte Gebiet

3.1. Gebirgsmoore in Mitteleuropa

In Mitteleuropa finden sich außer im Flachland auch in den meisten Gebirgen versumpfte und vermoorte Gebiete. Uhden (1972) gibt eine Übersicht über die wichtigsten Vorkommen von Gebirgsmooren in Deutschland und angrenzenden Gebieten, die sich in allen Höhenlagen von der kollinen bis zur alpinen Stufe gebildet haben.

Hueck (1928) unterscheidet folgende Ausbildungsformen von Gebirgsmooren, die fast immer Hochmoore sind:

- Plateaumoores: Mineralischer Untergrund horizontal, Torfkörper oft uhrglasförmig aufgewölbt, Abfluß an allen Rändern.
- Kammoores: Ausgehend von abflußlosen Dellen bilden sich oft den ganzen Bergkamm überziehende Torfdecken. Längs- und Querschnitt konvex, Abfluß nach allen Seiten.
- Beckenmoore: Oft über einem verlandeten Teich aufgewachsen, ohne oberirdischen Abfluß.
- Sattelmoores: Von einer eingesattelten Wasserscheide ausgehend aufgewachsener Torfkörper. Querschnitt konvex, Längsschnitt konkav, Abfluß nach 2 Seiten.

Der Beginn des Torfaufbaus wird von Firbas (1952) mit dem jüngeren Teil der mittleren Wärmezeit (Atlantikum) ange setzt, d.h. der Eichenmischwaldzeit, die in den Zeitraum von 4000 bis 2500 v. Chr. datiert wird. Die Bedingungen für die Moorbildung unterlagen Schwankungen, die den Klimaänderungen entsprechen (Firbas 1952).

Der in Flachlandmooren stets anzutreffende Grenzhorizont fehlt in Gebirgsmooren fast immer. Eine Ausnahme bilden einige Moore des Erzgebirges (Rudolph und Firbas 1925). Heute stagniert in den meisten Gebirgsmooren das Moorbachstum (Rudolph und Firbas 1927, Firbas 1952). Seit dem Eintreten der Klimaverschlechterung im Subatlantikum ist die Jahrestemperatur oft zu gering und die Vegetationsperiode

zu kurz, um den Bestand der Gebirgsmoore zu erhalten (Rudolph und Firbas 1927). Die fortschreitende Erosion durch Wasser, Wind und Torfgleiten (Rutschen des gesättigten Moorkörpers auf dem Mineralboden) lassen nach Meinung von Rudolph et al. (1928) und Firbas (1926) den vollständigen Abbau der Moore in besonders ungünstigen Lagen erwarten: Rudolph et al. (1928) beobachteten im Riesengebirge und Firbas (1926) in den Vorarlberger Alpen, daß oberhalb ca. 1000 m gewöhnlich die Erosion überwiegt.

Soweit in den Beschreibungen von Gebirgsmooren auch bodenkundliche Aspekte erwähnt werden, finden sich gewöhnlich Hinweise auf eine geringe Leitfähigkeit des mineralischen Untergrundes. Rüster (1921) fand im Riesengebirge mit Ton vermischten Granitgrus. Ferda und Pasák (1969) geben für böhmische Moore sowie Eggelsmann (1960) für soligene Moore allgemein als Mooruntergrund wenig durchlässige flachgründige Böden an. Leitfähigkeitswerte werden nicht oft angegeben. Die Übergangsschicht zwischen Moor und Mineralboden, wo der Torf am stärksten zersetzt ist und in die Poren des Mineralbodens Huminstoffe eingewaschen sind, weist die geringste Leitfähigkeit im Vergleich zu Torf und Untergrund auf (Baden und Eggelsmann 1961, Ferda und Pasák 1969); Uhden (1972) hat in dieser Schicht einen k_s -Wert von 4,3 cm/d und für den Granitgrus unter dem Brockenfeldmoor Werte zwischen 30 und 700 cm/d ermittelt. Eggelsmann (1964a) bezeichnet aufgrund verschiedener Untersuchungen die unterste sehr stark zersetzte, sandig schmierige Torfschicht als "undurchlässig".

Alle diese Untersuchungen an Gebirgsmooren lassen erkennen, daß

- hoher Jahresniederschlag (> 1000 mm),
- niedrige Jahrestemperatur ($0 < T^{\circ} C \leq 8$) und dadurch bedingte
- geringe Verdunstung (< 600 mm),

- Behinderung des Abflusses durch relativ schwaches Gefälle,
- Behinderung der vertikalen Versickerung, bedingt durch geringe Wasserleitfähigkeit des Mineralbodens die Moorbildung in Hochlagen begünstigen.

3.2. Beschreibung des Mecklenbruchs

Der Solling ist eine flache Aufwölbung des mittleren Buntsandsteins, der hier Mächtigkeiten bis 600 m erreicht (Geologische Karte Blatt Sievershausen/Nr. 4223; mit Erläuterungen: Herrmann 1974). Die aus diesen Schichten gebildete Hochfläche wird von tertiären Grabenbrüchen durchzogen, deren Verwerfungshöhe bis zu 350 m beträgt. Die dort abgelagerten tertiären Sande finden sich stellenweise an der Oberfläche und bildeten die Grundlage für eine mittelalterliche Glasmanufaktur, die Orten wie Silberborn den Namen gab.

Vielerorts bilden tonige (tertiäre, kaolinitische Tone) und/oder lehmige (Fließerden des Buntsandsteinmaterials) Lagen den oberen Abschluß der Grabenfüllungen. Dies ist auch im Bereich des Mecklenbruchs der Fall, dessen Entstehung wahrscheinlich hiermit eng zusammenhängt. Die in Kap. 5.2.2.4. mitgeteilten Ergebnisse zeigen allerdings, daß die heute versickerungsbegrenzende Schicht mit entsprechend geringer Leitfähigkeit sich mit der Moorbildung weiterentwickelt hat, d.h. wahrscheinlich gemäß der weiter oben zitierten (Baden und Eggelsmann 1961) Huminstoffverlagerung aus dem Torf in den liegenden Mineralboden und dadurch verursachter Herabsetzung der Leitfähigkeit. In den Eiszeiten wurde im Solling über dem Verwitterungsmaterial des Buntsandsteins Löss abgelagert, der Mächtigkeiten zwischen 20 und 200 cm erreicht. Der Löss ist teilweise durch Solifluktion mit dem tonreichen Verwitterungsrest des mittleren Buntsandsteins vermischt. Die unter subarktischen Bedingungen erhöhte Erosion sorgte außerdem für eine Akkumulation der Schwemmlösse

in den Tälern. Zusammen mit dem Verwitterungsrest der Tonschichten der hier anstehenden Hardeggenfolge behindern sie aufgrund der durch den geringen Sandanteil bedingten geringen Leitfähigkeit die Versickerung des Wassers in vertikaler Richtung und parallel zur Bodenoberfläche (Herrmann 1974).

Als Sattelmoor besitzt das Mecklenbruch 2 Abflüsse: der nördliche entwässert in das Hellental, der südliche in die Holzminde. Da sich der Hauptteil des Moors südlich der Wasserscheide befindet, ist hier auch die Abflußmenge höher als auf der Nordseite.

Scholz (1949, zit. n. Firbas 1952) untersuchte das Mecklenbruch pollenanalytisch und bestimmte so das Alter der Torfe. Als älteste Schichten findet man im Mecklenbruch und im benachbarten Torfmoor (Knörzer 1949, zit. n. Firbas 1952; Steckhan 1961) einen Birkenbruchwaldtorf aus dem jüngeren Teil der mittleren Wärmezeit. Die Ergebnisse der Pollenanalysen wurde von Schneekloth (1967) mit C^{14} -Messungen verglichen. Er hat für das Mecklenbruch das Alter der untersten untersuchten Torflage mit 4330 ± 160 Jahre bestimmt, während das Torfmoor ca. 800 Jahre älter ist (Schneekloth in Herrmann 1974: Erläuterungen z. Geol. Karte).

Über dem Bi-Bruchwaldtorf an der Torfbasis folgen verschieden stark zersetzte Schichten, die hauptsächlich aus seit 2000 v. Chr. gebildetem Sphagnum acutifolium gebildet werden (Schneekloth 1967). Aus dieser Datierung und der bis über 500 cm betragenden maximalen Moormächtigkeit ergibt sich ein durchschnittliches Wachstum von ca. 1,2 mm/Jahr. Das Ergebnis einer eigenen Profilaufnahme, die zusammen mit den Herren Eggelsmann und Dr. Schwaar vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Außenstelle Bremen, durchgeführt wurde, ist in Abb. 3 dargestellt.

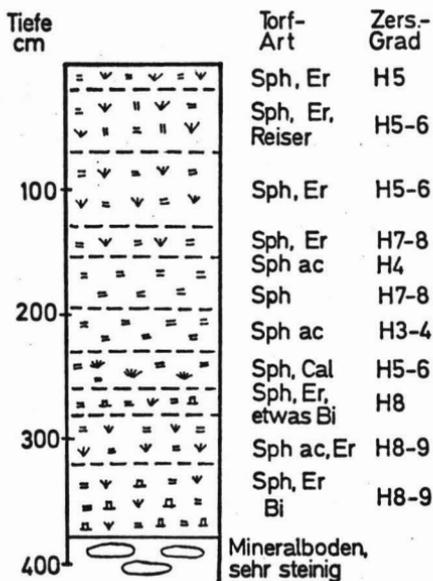


Abb. 3: Torfprofil (Erklärung der Horizonte in der Symbolliste)

Die heutige Mooroberfläche trägt eine Pflanzengesellschaft, deren Hauptbestandteile Wollgras, Calluna, Moorbirke, Moosbeere, Heidelbeere und einzelne Fichten sind. Dies deutet darauf hin, daß im Mecklenbruch das Moorwachstum stagniert, was wohl außer auf den Einfluß der Torfstiche und Entwässerungsgräben auch auf die Eutrophierung des Niederschlagswassers in diesem Jahrhundert und dadurch bedingte Veränderungen in der Pflanzengesellschaft zurückzuführen ist.

Von allen Sollingmooren ist das Mecklenbruch am meisten durch Torfnutzung beeinträchtigt. Vom nahe gelegenen Silberborn aus wurden seit der Zeit um 1870 größere Torfstiche angelegt (Herrmann 1974), die im Südteil eine große Fläche einnehmen. Nach dem 2. Weltkrieg sollte das gesamte Gebiet abgetorft werden (Graupner 1946, Uhden 1946). Dieser Plan wurde jedoch nach der Anlage eines tiefen Entwässerungsgrabens wieder aufgegeben. Seitdem ist die Torfentnahme völlig eingestellt, das Mecklenbruch steht heute unter Naturschutz.

4. Material und Methoden

4.1. Untersuchungen im Feld und Probenahme

4.1.1. Verfahren zur Messung des Wasserhaushalts

Die Glieder der Wasserhaushaltsgleichung werden mit nachstehend beschriebenen Methoden bestimmt.

1. Der Niederschlag wird mit Regenmessern verschiedener Bauart und mit einem kontinuierlich arbeitenden Regenschreiber gemessen, bei denen der obere Rand des Trichters meist in 1,5 m Höhe angebracht wird.
2. Die Interzeption wird durch Differenzbildung aus Freiland- und Bestandesniederschlag berechnet. In waldlosen Gebieten wird die Interzeption gewöhnlich mit der Evapotranspiration zur Gebietsverdunstung zusammengefaßt.
3. Mit Oberflächenabfluß war im untersuchten nur schwach geneigten Gelände nicht zu rechnen. Der Moorboden weist aufgrund seiner hohen Porosität und geringen Verschlammungsgefahr eine gute Infiltrabilität auf, die eine Akkumulation von Wasser auf der Oberfläche verhindert.
4. Die Menge des im Moorkörper seitlich abfließenden Wassers wird am unteren Rand des Wassereinzugsgebietes mit Hilfe von Abflußwehrmessungen bestimmt. Bei der Auswahl des Meßortes wird davon ausgegangen, daß dieses Wasser restlos einem Vorfluter zugeführt wird. Inwiefern diese Annahme für das Mecklenbruch zutrifft, soll in dieser Arbeit mit bodenphysikalischen Methoden untersucht werden: Zweifel scheinen aufgrund der hydrologischen Bedingungen berechtigt zu sein.
5. Die Menge des aus den seitlich angrenzenden Mineralböden zusickehenden Wassers wird am Rand des Moores bestimmt. Wie bei der Ermittlung der Wasserbewegung im Torfkörper wird diese Strömung über die Messung der Potentiale (Kap. 2.2.) des Bodenwassers und der Leitfähigkeit berechnet.

6. Evaporation und Transpiration werden, da meß-technisch schwer zu unterscheiden, gewöhnlich als Evapotranspiration zusammengefaßt. Zur Bestimmung dieser Größe werden die schon erwähnten Lysimeter benutzt, die eine Aussage über die aktuelle Verdunstung liefern. Allerdings sind die Einschränkungen zu beachten, denen die Aussagekraft dieser Messungen unterliegt (Kap. 1). Bei einer hinreichend genauen Bestimmung der anderen Glieder der Wasserhaushaltsgleichung geht die Verdunstung als Restgröße aus der Bilanz hervor.
7. Die Versickerung kann indirekt über Tensiometer- und Piezometermessungen ermittelt werden. Bei entsprechender Anordnung der Geräte wird aus dem vertikalen Gradienten und der Leitfähigkeit die Wassermenge bestimmt, die eine in der Mitte zwischen den Tensiometern bzw. Piezometern gedachte Grenze überschreitet.
8. Zur Ermittlung der Vorratsänderung zieht man oft die Saugspannungs-Sättigungs-Beziehungen (pF-Kurven) des Bodens heran.

4.1.2. Niederschlag

Der Niederschlag war für das Moor selbst und für die unteren Ränder der angrenzenden Hänge zu bestimmen. Da sich die Niederschlagsmengen auf der gesamten Moorfläche nicht sehr unterscheiden dürften, wurden alle Regenmesser auf der Westseite des Moores zusammengefaßt. Westlich des Moors stockt ein etwa 80jähriger Fichtenbestand, der 1972 und 1973 bei den Herbststürmen stark beschädigt worden war. Unmittelbar am Rand des Moors wurden zwei Plätze ausgewählt, die sich für vergleichende Messungen eigneten. Das eine Meßfeld wurde in einem Windwurf angelegt, ein weiteres 30 m entfernt unter Fichten. In Abb. 4 ist die Lage aller im Mecklenbruch installierten Meßgeräte eingezeichnet.

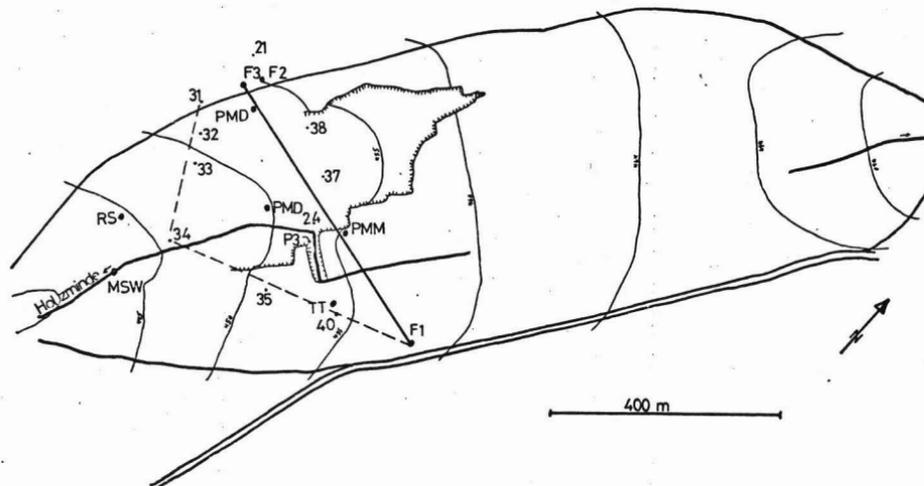


Abb. 4: Lageplan auf der Grundlage einer Karte aus dem Gutachten (Graupner) 1946:

- F1, F2, F3 = Tensiometerfelder mit Profilgruben,
bei F2/F3 Regenmeßbecher und Grund-
wasserpegel 3;
TT = Tiefentensiometer;
PMM = Piezometer im Moor mit Profilgrube
und Grundwasserpegel 1;
PMD = Piezometer auf der Fläche zwischen
F2/F3 und PMM;
P 2 = Grundwasserpegel 2;
35 = Beispiel für Bohrpunkt.

- Anlagen des KfK:
MSW = Meßwehr;
RS = Regenschreiber.

- = Grenze des Moors/Weg an der Ostseite;
— = Querschnitt/Querprofil Nord;
- - - = Querprofil Süd.

Die Anordnung der Regenmesser geht aus Tabelle 1 hervor.

Tabelle 1: Anordnung der Regenmesser in den Meßfeldern

Meßfeld	Anzahl	Abstand m	Höhe über Boden m
Moor	5 + 1 ⁺)	2	1,5
Windwurf (F2)	12	2 x 2	0,4
Fichte (F3)	12	2 x 2	0,4

+) 1 Hellmann-Regenmesser

Im Feld "Moor Ost" (F1) wurden weniger Regenmesser eingesetzt als in den beiden anderen Feldern, weil hier mit einer geringeren räumlichen Varianz zu rechnen war. Als Regenmesser wurden unten spitz zulaufende Gefäße aus Plexiglas benutzt, deren Meßeinteilung die auf die Auffangfläche bezogene Wassermenge in zehntel Millimeter angibt. Der oben bis auf einen Trichter geschlossene Hellmann-Regenmesser diente zur Kontrolle in Zeiten mit größerer Verdunstung.

Die Regenmesser im "Windwurf" (F2) und in der Fichtenfläche (F3) wurden mit gleichmäßigen Abständen über die Fläche verteilt. Dabei wurde in F3 nur der Bestandesniederschlag erfaßt, der bei dieser Baumart zu 99 % als Kronentrauf den Boden erreicht (Benecke 1976). Durch die regelmäßige Anordnung mit gleichen Abständen soll erreicht werden, daß die räumliche Variabilität des Bestandesniederschlags von den Regenmessern repräsentativ erfaßt wird.

Der im "Windwurf" F2 zu messende Niederschlag entsprach der Menge, die aus der Atmosphäre ohne Umweg dem Boden zugeführt wurde. Meßbecher am Rande des Meßfeldes standen jedoch teilweise noch im Windschatten stehengebliebener Fichten, so daß die aus dem Durchschnitt aller Meßgefäße bestimmte Niederschlagsmenge nicht als Freilandniederschlag angesehen werden kann. Der mit der gleichen Anordnung der Regenmesser wie in "Fichte" F3 bestimmte Niederschlag wird als in den Boden infiltrierendes Wasser angesehen.

Im Jahre 1971 stellte das Kuratorium für Kulturbauwesen (KfK), Ausschuß "Moor und Wasser", im Rahmen seiner vergleichenden hydrologischen Untersuchungen verschiedener Moore (Uhden 1972) in Zusammenarbeit mit dem Außeninstitut Bremen für Moorforschung und angewandte Bodenkunde des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung einen heizbaren Regenschreiber im Moor auf. Wie das ebenfalls von KfK installierte Meßwehr (Kap. 5.4.3.) wurde dieser Regenschreiber in die Auswertung einbezogen. Damit konnten die Niederschlagsmessungen auch zeitlich erfaßt werden.

Ausfälle wurden durch Heranziehung der Messungen der nahegelegenen Versuchsfläche "W 1" (Wiese) des Internationalen Biologischen Programms überbrückt.

4.1.3. Beobachtung des gespannten Wassers mit Tensiometern

4.1.3.1. Beschreibung der verwendeten Tensiometer

Tensiometer bieten die Möglichkeit, die im Boden herrschende Saugspannung zu messen. Häufig werden für Feldmessungen Quecksilbertensiometer verwendet, weil sie billig im Eigenbau hergestellt werden können und einfach zu handhaben sind.

Das Prinzip eines solchen Geräts zeigt Abb. 5.

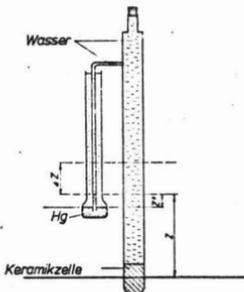


Abb. 5: Prinzip des Tensiometers. Z = Abstand Zellenmitte bis Tensiometernullpunkt, Z^X = Abstand Quecksilber im Vorratsgefäß bis Nullpunkt, ΔZ = Anzeige.

Grundelement der für die Untersuchungen im Mecklenbruch benutzten Tensiometer ist ein PVC-Rohr mit 20 mm Außen- und 10 mm Innendurchmesser. Am unteren Ende befindet sich eine 50 mm lange keramische Zelle mit dem gleichen Durchmesser wie das Rohr, die die Verbindung zwischen dem Bodenwasser und der Wasserfüllung des Geräts herstellt. Der Tensiometerschaft trägt einen Aufsatz aus Plexiglas, der zum Auffüllen dient und gleichzeitig als Luftfalle wirkt.

Ein am Schaft angebrachtes Quecksilber-Vorratsgefäß bildet mit einem Kapillarschlauch das Manometer; die Kapillare aus Perlon verbindet das Quecksilber mit der Wasserfüllung des Geräts und wird an einer Skala entlanggeführt. Die Skala des Manometers ist so eingeteilt, daß die Saugspannung (der negative Druck) direkt abgelesen werden kann. Der Nullpunkt ergibt sich aus (vgl. Abb. 5):

$$Z + Z_x = 13,6 Z_x \quad (8)$$

$$Z_x = \frac{Z}{13,6} \quad (9)$$

Die Anzeige erfolgt nach der Gleichgewichtsbedingung:

$$\Psi + Z + Z_x + \Delta Z = 13,6 Z_x + 13,6 \Delta Z \quad (10)$$

$$\Psi = 12,6 \Delta Z \quad (11)$$

Das Gesamtpotential des Bodenwassers setzt sich aus Saugspannungs- und Gravitationspotential zusammen (Kap. 2.2.; Gleichung 3). Wenn die Messungen verschieden hoch gelegener Tensiometer in Beziehung zueinander gebracht werden sollen, müssen aus den gemessenen Saugspannungen die hydraulischen Potentiale errechnet werden. Diese Potentiale lassen sich nur bestimmen, wenn die Mittelpunkte der Tensiometerzellen im Gelände nivelliert werden.

+) $\gamma_{Hg} = 13,6$

Für alle im Untersuchungsgebiet installierten Geräte wird dann eine Bezugsebene so gewählt, daß die hydraulischen Potentiale zum bequemen Rechnen immer positiv sind. Der Abstand zwischen Tensiometerzelle und Bezugsebene ist gleich dem Gravitationspotential.

4.1.3.2. Einsatz der Tensiometer im untersuchten Gebiet

Mit den beschriebenen Tensiometern sollte im Untersuchungsgebiet der Verlauf der Saugspannungen und der hydraulischen Potentiale in Abhängigkeit von Ort und Zeit bestimmt werden. Die Zeitreihen wurden durch häufiges Messen (mehrmals täglich bis 1 mal wöchentlich) erfaßt.

Die Richtung der Wasserbewegung im Boden wurde in vertikaler Richtung durch Anordnung von 5 - 6 Tensiometern übereinander und in horizontaler Richtung durch Einbau von 3 Gruppen nebeneinander mit je 2 Reihen in Richtung der Moorachse bestimmt (Abb. 6).

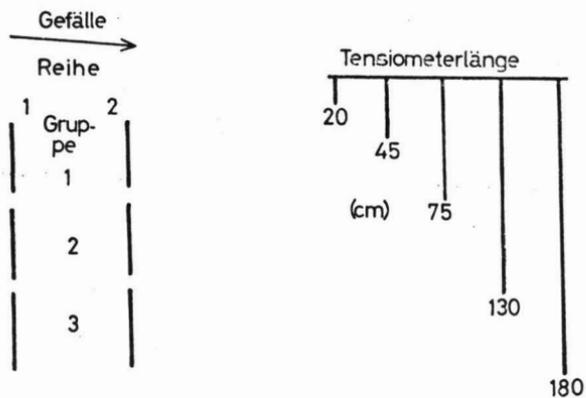


Abb. 6: Anordnung der Tensiometer.

Links: Einrichtung des Meßfeldes; rechts: einzelne Tensiometergruppen

Im trockenen März 1974 konnten die ersten Tensiometer eingebaut werden. Zunächst wurde auf der Ostseite des Moores in einem Mineralbodenprofil mit flacher Torfauflage und Grasbewuchs das Tensiometerfeld "Moor Ost" (F1) angelegt.

Beobachtungen zeigten, daß der ca. 50 m entfernt am Moorrand verlaufende Waldweg in seinen Seitengraben das Oberflächenwasser und einen Teil des oberflächennahen Wassers abfängt. Daher wurden die anderen Meßstellen außerhalb des Moores auf der Westseite des Mecklenbruchs eingerichtet.

Bohrungen an den schon genannten Stellen im Fichtenbestand (F3) und im benachbarten Windwurf (F2) zeigten, daß der Profilaufbau in diesen Feldern gleich ist. Zum Einsatz in den Meßfeldern standen im Institut für Bodenkunde und Waldernährung Tensiometer unterschiedlicher Länge zur Verfügung. 20, 45, 75, 130 und 180 cm tiefe Löcher (in F1 außerdem in 205 cm Tiefe) für die Tensiometer (Abb. 6) wurden mit dem Pürkhauer- und mit dem Linnemannbohrer gebohrt. Die Bohrgestänge wurden mit Plastikhämmern oder einem Motorhammer "Atlas-Copco" vorgetrieben. Diese Maschine wird auf eine Führung auf der Linnemannstange gesetzt. Der Motor treibt mit schnellen, kräftigen Schlägen das Gestänge vor, wobei auch kleine Steine zertrümmert oder zur Seite gedrückt werden können.

Die Weite der Bohrlöcher war meist etwas größer als der Durchmesser der Bohrstangen. Durch mehrfaches Einführen und Herausziehen des Bohrers wurde noch Material vom Rand des Bohrlochs gelöst. Daher saß später das Tensiometer nicht fest im Bohrloch, und es war zu befürchten, daß von oben Wasser am Tensiometerschaft abließ und so die Werte in den unteren Meßtiefen verfälschte. Dem konnte mit einer Verrohrung der Tensiometer begegnet werden.

Dazu wurde ein 20 mm-Linnemanngestänge, das sonst zum Vorbohren der Tensiometerlöcher benutzt wird, in ein passendes Eisenrohr mit mindestens 20 mm Innendurchmesser eingeführt.

Mit den hier verwendeten Rohren traten allerdings Schwierigkeiten auf, wenn Tensiometer ausgewechselt werden mußte. Die PVC-Schäfte saßen sehr fest in den rostenden Eisenrohren. Zellen, die nicht ganz exakt in den Schaft eingebaut waren, brachen außerdem sehr leicht ab. Zu empfehlen ist daher die Verwendung von Eisenrohren mit einem Innendurchmesser, der noch Spielraum zur Führung des Tensiometers - hier mit 20 mm Durchmesser - läßt. Andererseits sollte der Durchmesser des Rohrs nicht größer sein als zu diesem Zweck unbedingt benötigt, um die Umgebung der Tensiometerzelle nicht übermäßig zu beeinflussen.

Wenn die Saugspannungen die maximale Anzeigehöhe des Manometers (zwischen etwa 800 cm WS bei kurzen und 400 cm WS bei langen Tensiometern) erreicht haben, wird bei weiterem Ansteigen der Werte das Quecksilber in den Tensiometerschaft gezogen. Dabei entleert sich das Quecksilbervorratsgefäß, und das Wasser des Tensiometers versickert durch die Zelle.

Im Sommer traten in mehreren Tiefen so hohe Saugspannungen auf, daß mit der Entleerung der Tensiometer nach Erreichen des Maximalwerts zu rechnen war. Um dies zu verhindern, wurden die Tensiometer jeweils rechtzeitig außer Betrieb genommen.

Es bestand aufgrund der ersten Ergebnisse die Möglichkeit, auch im Winter in den unteren Meßtiefen noch positive Saugspannungen zu finden. Um diese Frage zu klären, wurden die Tensiometer im Feld "Moor Ost" mit Dekalin (Dekahydronaphthalin; Strebel 1970) gefüllt. Dekalin ist eine farblose Flüssigkeit mit der Summenformel $C_{10}H_{18}$ und ist mit der Dichte 0,887 leichter als Wasser. Mit dem Gefrierpunkt bei $-50^{\circ}C$ ist diese Substanz unter mitteleuropäischen Verhältnissen für den Einsatz in Tensiometern im Winter geeignet. Dekalin wird allerdings nur benutzt, wenn andere Verfahren (Tensiometerheizung; Einsatz von Piezometern) ausscheiden, da es die Klebestellen des Tensiometers angreift und Kapillare und Plexiglas undurchsichtig macht.

Das Tensiometer wird nur im frostgefährdeten Teil mit Dekalin gefüllt, damit die Flüssigkeit nicht in den Boden eindringt. Aus diesen Gründen sollte Dekalin nach Möglichkeit nicht benutzt werden, zumal es auch giftig ist.

4.1.3.3. Tiefentensiometer

Zu Beginn der Untersuchungen ließen die ersten Potentialprofile im Feld F1 (Beispiel in Abb. 8)

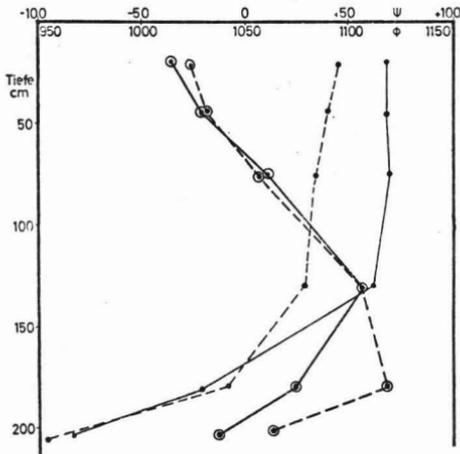


Abb. 8: Saugspannungsprofil im Feld Moor Ost am 29.7.75

vermuten, daß unter dem wassergesättigten Moorkörper im Mineralboden positive Saugspannungen auftreten können. Aus diesem Grund wurden weitere verrohrte 4 und 5 m lange Tensiometer durch den Moorkörper hindurch in den Mineralboden eingebaut. Durch eine dreiecksförmige Anordnung (vgl. Kap. 4.3.1.) der Tensiometer in 2 Tiefen sollte die Verteilung der Potentiale erfaßt werden.

Der Betrieb dieser als Tiefentensiometer bezeichneten Geräte brachte einige Probleme mit sich. In den 5 m langen Rohren, auf die für die Meßtiefe 5 m noch ein ca. 1 m langer Schlauch aufgesetzt wurde, erzeugte die 5 bzw. 6 m lange Wassersäule durch ihr Gewicht eine entsprechend hohe Vorspannung am Manometer.

Die dadurch hervorgerufene Gesamtspannung - über 700 millibar - bewirkte auch bei sorgfältig entlüftetem Wasser eine weitere Entgasung. Kleinste Undichtigkeiten führten zu Wasserverlusten. Außerdem kam es auch in den Quecksilbermanometern zu Bläschenbildung der hierin vorhandenen Luft, dadurch rissen die Quecksilbersäulen nach einiger Zeit ab.

Diese Fehler - Entgasung und Quecksilberabriß - machten eine regelmäßige Entlüftung der Tensiometer nötig. Bei diesem Vorgang mußte der Wasseraustritt aus dem geöffneten Tensiometer möglichst gering gehalten werden, da die folgenden Anzeigen durch das aus der Zelle sickernde Wasser verfälscht wurden.

Im übrigen gelten für die Tiefentensiometer die gleichen Prinzipien, die in Kapitel 4.1.3.1. allgemein für Tensiometer genannt werden.

4.1.4. Beobachtung des ungespannten Wassers

4.1.4.1. Piezometer

Nach starken Niederschlägen oder längeren Regenperioden zeigten fast alle Tensiometer in den Feldern "Moor Ost" (F1) und "Windwurf" (F2) für Tage oder Wochen negative Ψ -Werte an, also freies Wasser. Daher wurden im Oktober 1974 in jeder Tensiometer-Reihe Piezometer in drei Tiefen gesetzt.

Diese Maßnahme hatte mehrere Vorteile:

- bequemes Messen bei Auftreten negativer Ψ -Werte.

- Messungen waren auch im Winter möglich, zumal es sich zeigte, daß ab Oktober in allen Tiefen außer 205 cm auf allen Feldern nur noch negative Ψ -Werte auftraten.
- Auf den Einsatz von Dekalin (Kap. 4.1.3.2.) konnte weitgehend verzichtet werden.

Die erste Auswertung zeigte, daß die Meßfelder F2/F3 und die weiter unten beschriebenen Piezometer im Moor keine ausreichenden Informationen über den dazwischen liegenden Teil des Gebiets lieferten. Daher wurde im Herbst 1975 noch eine zusätzliche Piezometermeßstelle in diesem Bereich angelegt. Hierbei wurden 50, 100, 150 und 200 cm lange Piezometer so eingesetzt, daß sie 2 Dreiecke mit 14 - 28 m Kantenlänge bildeten; der Abstand zwischen den Dreiecken betrug 150 m. Eine Meßstelle wurde am Moorrand nahe dem Feld F3 und die zweite an der tiefsten Stelle der Senke in einem abgetorften Gebiet in der Nähe der Piezometer im Moor (s.u.) angelegt (Abb. 4).

Für die Piezometer im Mineralboden wurde das gleiche Rohrmaterial verwendet wie bei der Verrohrung der Tensiometer. Das als Piezometer im Moor (s.u.) benutzte Hart-PVC-Rohr konnte hier nicht verwendet werden, da einerseits dickere Rohre nur unter großem Kraftaufwand hätten eingepreßt werden können, andererseits das PVC bei großen Drücken und beim Auftreffen auf Steine gesplittert wäre. Zur Messung der Wasserstände diente ähnlich dem von Eggelsmann (1964a, 1973) beschriebenen Verfahren ein batteriebetriebenes Schwachstrommeßgerät "Cirtest", das schon bei geringen Strömen anspricht. Dabei wurde ein Pol an das Eisenrohr angeschlossen und der andere im Innern eines mit einer Meßeinteilung versehenen Rohrs an die Wasseroberfläche im Piezometer herangeführt. Beim Schließen des Stromkreises erzeugte das Meßgerät einen Ton.

Zur Ermittlung der Potentiale im oberen Bereich des Moorkörpers wurden auf einer ca. 4 m mächtigen Moorfläche (Abb. 4) Piezometer in 1, 2 und 3 m Tiefe nach dem Schema in Zeichnung 9 eingebaut.

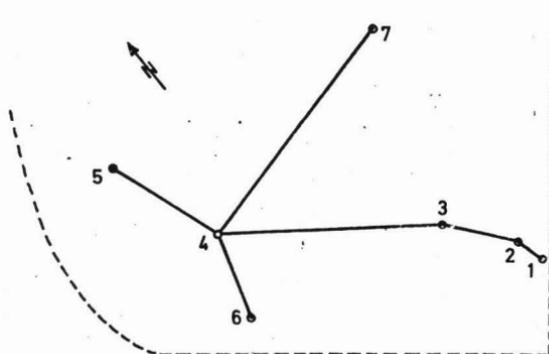


Abb. 9: Anordnung der Piezometer im Moor.

Die Zahlen geben die Nummern der Gruppen an.

Die Anordnung wurde so gewählt, um

- einen vertikalen Gradienten an jeder Meßstelle,
- den Einfluß des Torfrandes
- und die Richtung der horizontalen Gradienten zu ermitteln.

Hier wurde Hart-PVC-Rohr mit 35 mm Innen- und 40 mm Außendurchmesser gewählt, das sich leicht einbauen ließ und ein bequemes Ablesen ermöglichte. Zum Versenken der Rohre im Torf wurde eine Spitze verwendet, die in das Rohr hineinpaßte und an ein Linnemanngestänge angeschraubt wurde. Ein auf dem Gestänge befestigter Teller drückte von oben auf das Rohr (Abb. 10).

Nach Erreichen der Meßtiefe konnte die Stange mit der eng am Rohr anliegenden Spitze herausgezogen werden, ohne das Rohr wieder mitzunehmen, da es jetzt in dem an der Rohrwand verdichteten Torf festsaß.

Bei der Messung konnte das "Cirtest"-Gerät nicht verwendet werden, da das Moorwasser eine zu geringe elektrische Leitfähigkeit aufwies. Die 35 mm weite Rohröffnung reichte aber aus, um die genaue Lage der Wasseroberfläche mit einem Zollstock festzustellen.

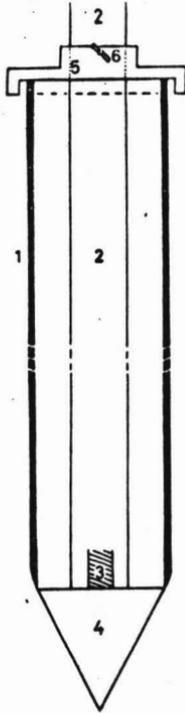


Abb. 10:

Einbau der Piezometer

1 = PVC-Rohr, 2 = Bohrgestänge,

3 = Gewinde, 4 = Spitze,

5 = Rohrmitnehmer,

6 = 3 Befestigungsschrauben

4.1.4.2. Grundwasserbeobachtung

Im Bereich des Torfkörpers, in abgetorften Gebieten sowie an den seitlichen Moorrändern war mit Grundwasser in der Nähe der Bodenoberfläche zu rechnen. Um die Bewegungen des Grundwasserspiegels und das unterschiedliche Verhalten des Grundwassers in Torf und Mineralboden bei der Wasserspeicherung und -entspeicherung und die Beziehung zu Niederschlag und Abfluß zu ermitteln, wurden im Sommer 1974 3 Pegelschreiber in Betrieb genommen (Abb. 4):

1. im Piezometerfeld auf der Moorfläche (P1),
2. in der Nähe in einer Abtorfung im Mineralboden (P2),
3. nahe dem Tensiometerfeld 3 am Moorrand (P3).

Eine genaue Bestimmung des Grundwasserspiegels ist mit dem im Grundwasserpegel verwendeten Filterrohr meist nicht möglich. Bei nicht genau vertikal verlaufenden Isopotentiallinien im Boden liegen entlang dem Rohr unterschiedliche Potentiale an, wodurch eine eindeutige Messung nicht gewährleistet ist. Die Grundwasseroberfläche kann genauer mit einem Piezometer bestimmt werden, das knapp in das Grundwasser eintaucht. Dies ist jedoch bei schwankenden Grundwasserständen nicht möglich. Daher wurde das in Abb. 11 gezeigte grafische Verfahren angewendet.

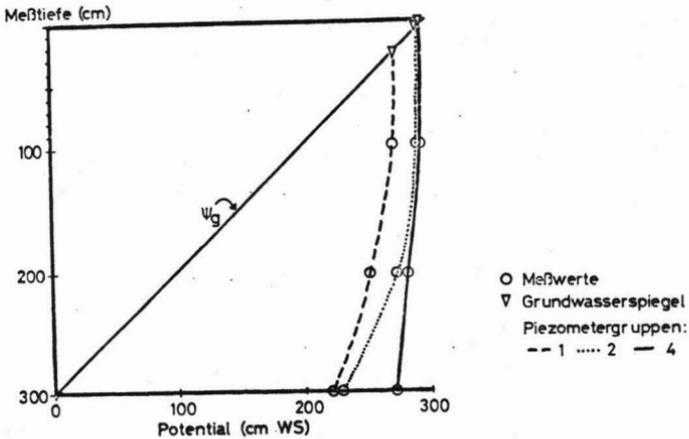


Abb. 11: Bestimmung der Grundwasseroberfläche aus Piezometermessungen:

Vertikale Verteilung der Potentiale im grundwassererfüllten (gesättigten) Bereich des Moorkörpers

Auf der y-Achse sind die Meßtiefen und auf der x-Achse die Potentiale aufgetragen. Zur Bestimmung der hydraulischen Potentiale wird eine Bezugsebene eingeführt, die durch die untere Öffnung des längsten Piezometers definiert wird. Das Gravitationspotential (Ψ_g) steigt linear von Piezometer zu Piezometer, d.h. bei der benutzten Skaleneinteilung

als 45° -Linie. Nun setzt sich das hydraulische Potential aus dem Gravitations- und dem piezometrischen Potential zusammen. An der Grundwasseroberfläche ist letzteres gleich null. Wird eine die piezometrischen Potentiale (Ψ_p) als Funktion der Tiefe verbindende Kurve gegen die 45° -Linie extrapoliert, muß sie im Schnittpunkt die Lage des Grundwasserspiegels anzeigen.

4.1.5. Gesättigte Leitfähigkeit nach der Methode Houghoudt-Ernst

Für die Ermittlung der Leitfähigkeit im Feld unterhalb des Grundwasserspiegels hat sich das von Houghoudt (1936) und Ernst (1950) entwickelte Verfahren bewährt (z.B. Baden und Eggelsmann 1961, 1964a, Schuch 1964, Schmeidl et al. 1970, Uhden 1972). Die Theorie dieser "Bohrlochmethode" wurde in jüngster Zeit von Boast und Kirkham (1971) weiterentwickelt. Voraussetzung für die Anwendbarkeit dieser Methode ist ein ausreichend hoher Grund- und Stauwasserstand, so daß im Bohrloch mit einem Halbmesser von 2,5 cm (Mineralboden) bis 5 cm (Torf) der Abstand zwischen dem Grundwasserspiegel und der Bohrlochsohle 20 - 200 cm beträgt. Die Leitfähigkeit entlang der Meßstrecke soll gleich sein, da sonst ein schlecht verwendbares Mischergebnis ermittelt wird. Wenn die Lage des Ruhegrundwasserspiegels bekannt ist, kann mit der Messung begonnen werden. Der Wasserstand wird bis zur gewünschten Tiefe abgesenkt, dann werden die Zeitintervalle gemessen, die das Grundwasser für den Wiederanstieg benötigt. Der jeweilige Wasserstand wird mittels Schwimmer mit aufgesetztem Millimetermaß ermittelt. Die Leitfähigkeit wird nach Formel 12 berechnet.

$$k_s = \frac{4 r^2 \cdot 10^5 \cdot \Delta h}{(20 r + h_i) \left(2 - \frac{h}{h_i} \right) h \Delta t} \quad (12)$$

k_s = Gesättigte Leitfähigkeit (cm/Tag)

r = Bohrlochradius

Δh = Spiegelhöhendifferenz im Bohrloch zu Beginn und Ende der Messung (cm)

h_i = Abstand Ruhegrundwasserstand bis Bohrlochsohle (cm)

h = mittlerer Abstand der Spiegelhöhe vom Grundwasserstand (cm) während des i -ten Meßintervalls

Δt = gemessene Zeit für den Wiederanstieg (sec)

Sie gilt überwiegend für die horizontale Richtung.

4.1.6. Probenahme

Für die Bestimmung der Leitfähigkeit (Kap. 4.2.1.) und der Saugspannungs-Sättigungs-Beziehungen (Kap. 4.2.2.) im Labor wurden "ungestörte" Bodenproben benötigt. Aus jedem zu untersuchenden Horizont wurden 5 - 6 Parallelen auf verschiedene Art gewonnen.

1. 250-ml-Zylinder

Stechzylinder mit ca. 80 mm Durchmesser und 50 mm Höhe sind auf einer Seite mit einer scharfen Schneide versehen. Sie werden horizontal mit einem umgebauten Wagenheber (Müller et al. 1970) und vertikal mit einem Fallgewicht in den Boden getrieben.

Nach dem Eindrücken der Stechzylinder in den Boden werden diese vorsichtig mit Spaten, Kelle und Messer freigelegt und die überstehenden Bodenteile sorgfältig mit dem Messer abgeschnitten.

Die Probenahme im Untersuchungsgebiet wurde durch zahlreiche Steine im Profil erschwert. Oft verbogen diese den Rand des Stechzylinders oder wurden beim Eindrücken des Stechrings aus ihrer Lage verschoben und störten so das natürliche Gefüge der Probe. Überstehende Steine wurden entfernt, wenn sie nicht abgetrennt werden konnten. Die dabei entstandenen Fehlstellen wurden offengelassen, da beim ungesättigten Fließen (während der o.g. Untersuchungen) ein Hohlraum wie ein Stein auf die Wasserbewegung wirkt: Wasser wird in keinem Fall durch diesen Raum transportiert.

Die 250 ml-Proben wurden in besonderen Transportkisten mit Fassungen für die Stechzylinder transportiert und gelagert, wobei Plastikfolie als Verdunstungsschutz verwendet wurde.

Mit diesem Verfahren wurden Proben aus Tiefen bis 140 cm genommen. Darunter war der Boden zu dicht oder die Grube füllte sich zu schnell mit Wasser auf.

2. Große Proben

Die geringe Höhe der o.g. Stechzylinder reicht nicht aus, um eine Übergangszone zwischen 2 Schichten/Horizonten (z.B. zwischen Torf und Mineralboden) in einer Probe vollständig zu erfassen. Zur Gewinnung größerer Proben wurden im Institut vorhandene Zylinder aus 3 mm starkem V2A-Stahl mit ca. 30 cm Höhe und 25 cm Durchmesser verwendet (entsprechend 15 l). Eine Bodensäule wurde stückweise freigelegt, deren Durchmesser etwas größer war als der des Zylinders. Der überstehende Boden wurde nach vorsichtiger Entfernung überstehender Steine mit der scharfen Schneide des Zylinders abgetrennt.

Aus der für diese Untersuchung besonders wichtigen Übergangsschicht zwischen Torf und Mineralboden (vgl. Kap. 3.1.) konnten mit diesem Verfahren keine Proben gewonnen werden, da im Entnahmegebiet überall eine ausgedehnte Steinsohle das Freilegen einer Bodensäule der benötigten Größe verhinderte.

Daher war es nötig, die Leitfähigkeit in diesem Bereich statt an Bodenproben mit Hilfe eines in Kap. 4.3.2.4. beschriebenen Verfahrens zu bestimmen.

3. Torfproben

Die ungesättigte Leitfähigkeit der oberen Torfschichten sollte an Plexiglaszylindern gemessen werden. Zur Probenahme wurden die unten angeschärften Zylinder in der Entnahmetiefe auf die Torfoberfläche gelegt. Der Plexiglasring wurde zum Eindrücken oben mit einem durchlöcherten (um die Luft entweichen zu lassen) Deckel verschlossen. So konnte

der Zylinder beim Einpressen gleichmäßig vorgeschoben werden. Die Proben wurden dann, wie unter 1. beschrieben, weiter behandelt.

4.1.7. Profilaufnahme

Die Probegruben ermöglichten an einigen Stellen (Abb. 4) eine genaue Profilaufnahme bis in ca. 140 cm Tiefe. Weitere Profilbeschreibungen konnten an den Bohrlöchern für Tensio- meter und Piezometer angefertigt werden. Daneben wurden im gesamten Untersuchungsgebiet Bohrungen bis in 7 m Tiefe nieder- gebracht, um Informationen über den Aufbau der Schichten und Horizonte im Bereich des Mecklenbruchs zu gewinnen. Zur Vervollständigung standen auch die Abbildungen zum Gut- achten über den Torfabbau (Graupner 1946), von denen in Abb. 12 die Torfmächtigkeiten, Abb. 13 Längsschnitte und Abb. 14 Querschnitte wiedergegeben sind, sowie Angaben von Firbas (1952) und Schneekloth (1967) zur Verfügung.

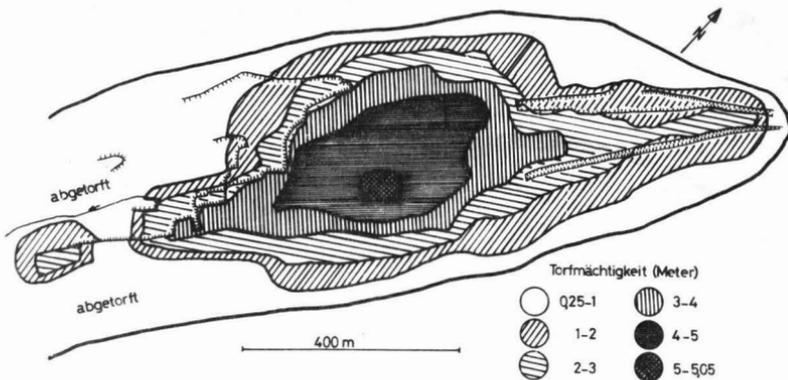


Abb. 12: Torfmächtigkeiten im Mecklenbruch (nach Graupner 1946). Die Linien geben die Torfmächtigkeit in m an.

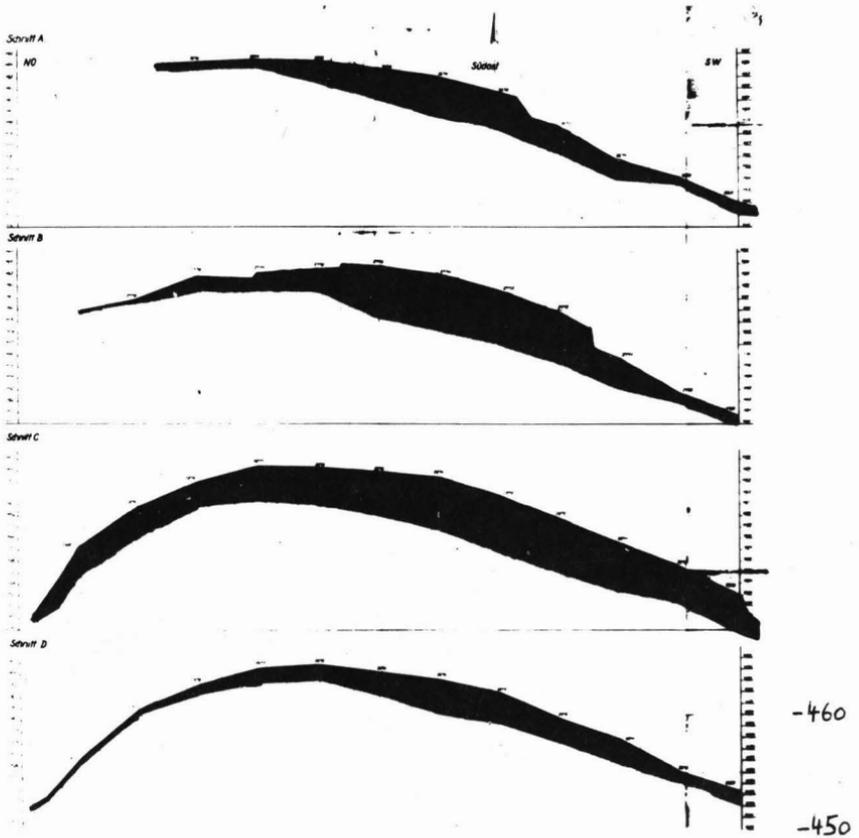


Abb. 13: Längsschnitte durch das Mecklenbruch (aus Graupner 1946). y-Achse = Höhe ü. NN, x-Achse im Maßstab ca. 1 : 10000, Zahlen an der Torfoberfläche = Nummern der Bohrpunkte

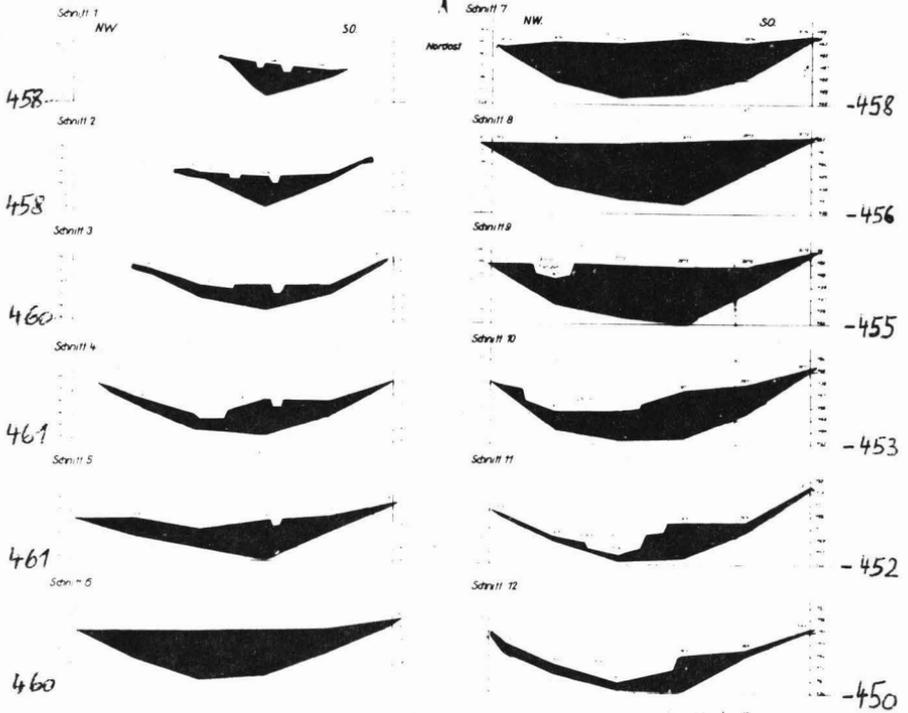


Abb. 14: Querschnitte durch das Mecklenbruch.
Legende wie Abb. 13

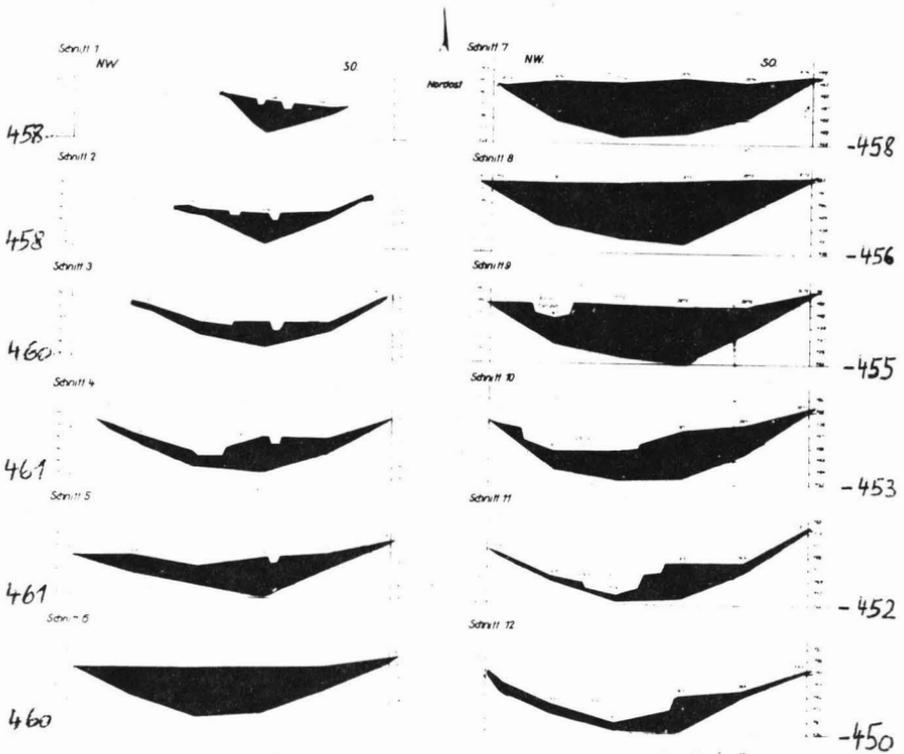
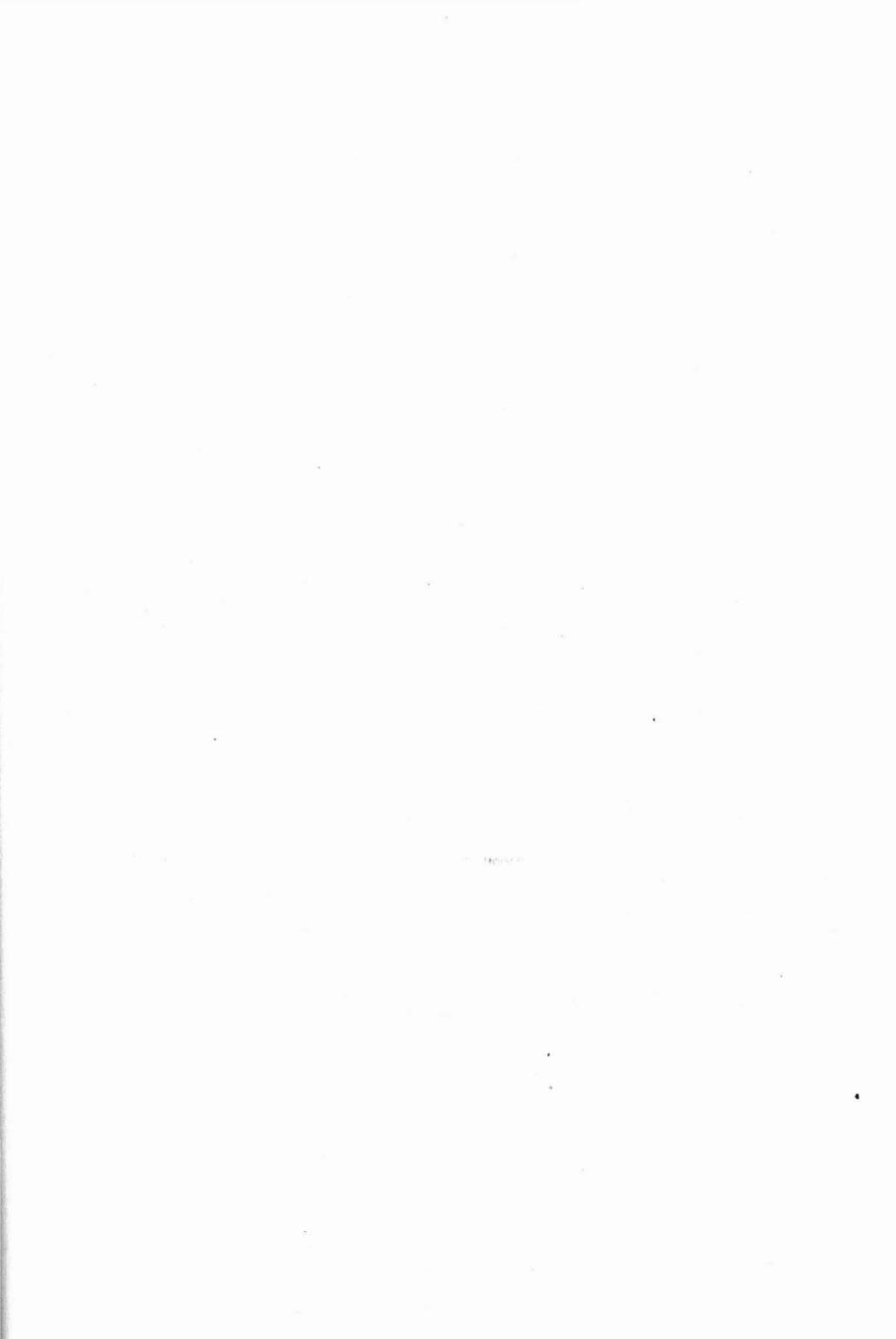


Abb. 14: Querschnitte durch das Mecklenbruch.
Legende wie Abb. 13



Aus den Aufnahmen ergaben sich 2 Querprofile:

Die nördliche Linie (Abb. 15) zieht sich vom Tensiometerfeld F1 über das Piezometerfeld im Torf und die Tensiometerfelder F2 bzw. F3 bis in den westlichen Hang hinein. Die südliche Linie (Abb. 16) verläuft vom Feld F1 über die Tiefentensiometer durch die abgetorfte Randfläche bis zur Ostseite (vgl. Abb. 5).

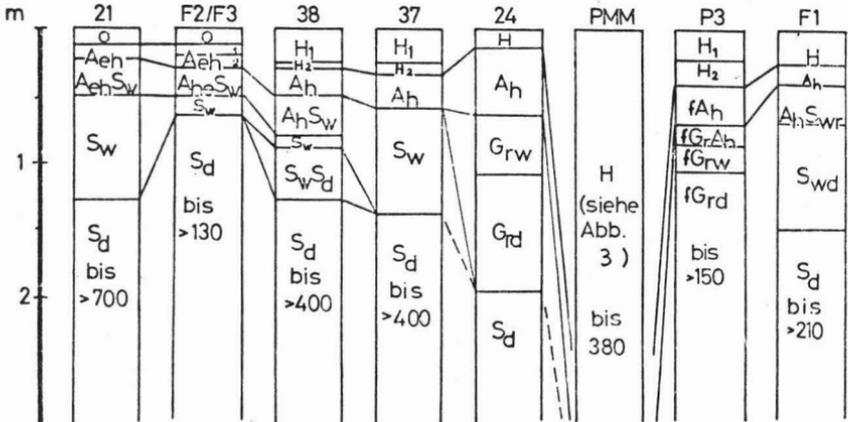


Abb. 15: Querprofil Nord (vgl. Abb. 4)

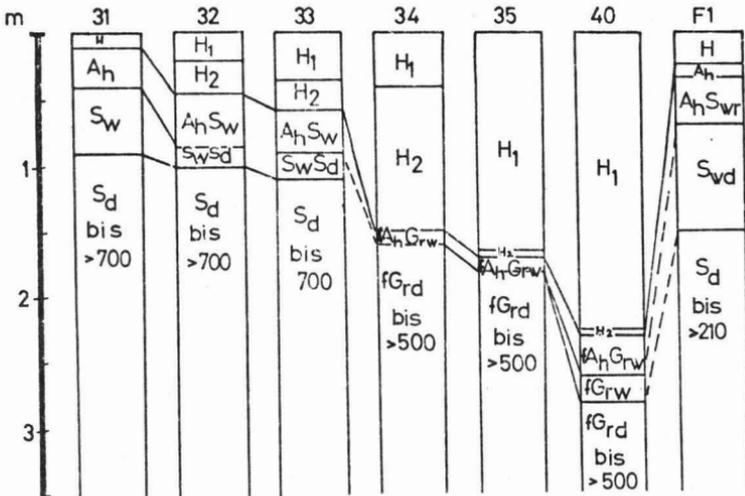


Abb. 16: Querprofil Süd (vgl. Abb. 4)

Die Profile an den Hängen und den Moorflanken sind ähnlich aufgebaut: Unter O- bzw. H-Horizont folgen gewöhnlich A_h -, S_w - und S_d -Horizonte mit Übergängen. Die tiefsten Bohrungen mit 6 - 7 m zeigen im Randbereich des Moores, daß unter einer hangabwärts immer mächtiger werdenden Lößfließerde (bis 2 m) eine Fließerde aus Buntsandstein (sm) lagert, deren maximale Mächtigkeit nach Herrmann (1974) über 23,5 m beträgt. Die Lößfließerde ist schluffreich, teils grusig (dann wasserführend), oft sind kleine bis sehr große Steine eingelagert. Es finden sich auch mächtige Steinplatten mit hangparalleler Ausrichtung an der Oberfläche. Die Staukörper aus Buntsandsteinmaterial werden nach unten dichter mit mehr oder weniger stark verwitterten Steinen in allen Größen. In Profilgruben zeigt sich, daß die im Bohrstock bis in große Tiefe (> 350 cm) gefundenen grauen bis graugrünen Einschlüsse als Frostmuster gedeutet werden können.

In der Moormitte findet man unter dem Torf Horizont, die zunächst als fA_h -, G_o - und G_r -Horizonte gedeutet wurden. Aufgrund des in Abb. 45 dargestellten Verlaufs der Saugspannung bzw. des piezometrischen Potentials läßt sich diese Ansprache nicht aufrechterhalten. Allenfalls kann eine Deutung als fossile Horizonte erwogen werden. In der aktuellen Wasserführung kommt dem fA_h -Horizont die Rolle einer Stau-
sohle zu, die einerseits das Grundwasser im Moorkörper und damit das Moor selbst ermöglicht und andererseits für dauernde ungesättigte Bedingungen in den vormaligen (aufgrund ihrer Merkmale) G_o - und G_r -Horizonten sorgt. In den Abb. 15 und 16 werden diese Horizonte als fossile Horizonte (fG_o und fG_r) bezeichnet.

Die oberen 20 cm des Mineralbodens sind vermutlich autochthoner (Herrmann 1974) Löß, der durch Humusinfiltration braun gefärbt ist. Der Schluffgehalt nimmt darunter noch etwas zu, was darauf hindeutet, daß in dieser Schicht (bis ca. 300 cm unter Torfsohle) das leicht verlagerbare Material von den Hängen akkumuliert wurde. Unterhalb dieser grauen bis graugrünen Bodenschicht findet man wieder überwiegend die rote Farbe der Fließerde.

Das geologische Profil (Geolog. Karte, 1974) setzt sich nach unten mit einer mächtigen (insgesamt ca. 40 m) Füllung aus Quartärmaterial fort, das zum größten Teil aus Buntsandsteinfließerde besteht. Darunter findet sich eine Schicht aus Tertiärsanden (geolog. Karte 1974; Herrmann 1974).

4.2. Untersuchungen im Labor

4.2.1. Bestimmung der Saugspannungs-Sättigungs- Beziehungen ($\Psi:\Theta$ -Beziehungen)

Die oft als pF-Kurven bezeichneten Saugspannungs-Sättigungs-Beziehungen der für die Untersuchung wichtigen Horizonte wurden im Labor nach der im Institut für Bodenkunde und Waldernährung eingeführten und auf Richards (1941) zurückgehenden Methode ermittelt. Die Proben werden nach der Bestimmung des Feldgewichts unter Vakuum aufgesättigt. Dadurch wird gewährleistet, daß die Bodenhohlräume weitgehend luftfrei und damit bei Beginn der Messungen praktisch vollständig mit Wasser gefüllt sind.

Nach dem Evakuieren und Aufsättigen (je 1 Tag) werden die Proben aus den Exsikkatoren genommen. Man läßt sie abtropfen; dann werden sie gewogen (= 1. pF-Wert bei 5 cm WS) und auf eine keramische Saugplatte gesetzt. Nacheinander werden an die Platten Unterdrücke von 50, 100 und 330 cm WS angelegt, die mit einem "Blasenturm" (Rose 1966) eingestellt werden. Nach jeweils sieben Tagen werden die Proben gewogen und auf die Platte mit der nächsten Unterdruckstufe gestellt. Die Entwässerung mit 1000, 3000 und 15000 cm WS wird mit Überdruck in Drucktöpfen durchgeführt. Nach der Entwässerung mit 330 cm WS werden aus den Zylindern Teilproben entnommen, in kleine PVC-Ringe mit 5 mm Höhe und 20 mm Durchmesser gefüllt und aufgesättigt. Für jede Stufe werden 2 Proben in die Überdruckapparatur eingesetzt. Nach einer Verweildauer von wiederum 7 Tagen werden die Teilproben gewogen, 24 Stunden bei 105° C getrocknet und erneut gewogen.

Die volumetrischen Wassergehalte der einzelnen Entwässerungsstufen werden aufgrund einer Bestimmung nach der 330-cm-WS-Stufe mit Hilfe eines EDV-Programmes unter Berücksichtigung des Steinanteils und der Fehlstellen errechnet. Die Ergebnisliste enthält die volumetrischen Wassergehalte der 5 Parallelen in den einzelnen Stufen sowie Trockenraumdichte und Gesamtporenvolumen. Außerdem werden die Mittelwerte der Parallelproben des untersuchten Horizonts, die Streuung, der Variabilitätskoeffizient und das Fehlermittel angegeben. Mit diesem Programm wird auch eine Darstellung der ermittelten Ψ - θ -Beziehungen gezeichnet. Die bei der Entwässerung angewandten Unterdrücke entsprechen nach der Bechhold'schen Kapillaritätsformel (Gl. 13) bestimmten Porengrößenklassen. Das auf ein Durchmesser-

$$d = 0,3/\Psi \text{ (cm)} \quad (13)$$

d = Porendurchmesser

Ψ = Saugspannungsstufe bei der Entwässerung

Intervall entfallende Porenvolumen ist gleich dem Volumen des in diesem Druckintervall der Probe entzogenen Wassers. Aus der Ψ : θ -Beziehung ergibt sich das Wasserspeichervermögen des Bodens in den einzelnen Porengrößenklassen, das aus den Volumenanteilen folgt: Der Grobporenraum ($>30\mu$) wird für die Luftzirkulation im Boden beansprucht; aus den Mittelporen ($0,2 - 30\mu$) versorgt sich die Pflanze mit Wasser; die Feinporen ($<0,2\mu$) enthalten das als weitgehend unbeweglich angesehene Totwasser.

Für die Leitfähigkeit ergeben sich aus den Saugspannungs-Sättigungs-Beziehungen keine eindeutigen Aussagen, weil hier neben dem Porenraum das Gefüge oft eine noch größere Rolle spielt. Zur Bestimmung der Leitfähigkeit sind besondere Messungen notwendig, die im folgenden Kapitel beschrieben werden.

4.2.2. Ungesättigte Leitfähigkeit

Auf die wohl zentrale Rolle der Wasserleitfähigkeit der liegenden Mineralbodenschichten, möglicherweise auch der Basistorfe, für die Beurteilung der Entstehung des Mecklenbruchs wurde in Kap. 3 hingewiesen.

4.2.2.1. Meßanordnung

Es sind verschiedene Methoden bekannt, die die Ermittlung der ungesättigten Leitfähigkeit zum Ziel haben. Für die im Untersuchungsgebiet genommenen Stechzylinderproben wurde das Verfahren nach Richards und Weeks (1953) modifiziert. Die Meßanordnung (Abb. 17) enthält eine keramische Platte, durch die das Wasser aus dem Boden ablaufen kann. An die Plattenfassung wird ein Schlauch angeschlossen. Die in diesem Schlauch hängende Wassersäule erzeugt einen Unterdruck, der dem Höhenunterschied zwischen Platte und Schlauchende entspricht. Der größte so erreichbare Unterdruck beträgt 150 cm. Die Saugspannung wird mit Tensiometern im unteren Probenenteil und auf der Oberfläche gemessen. Die Funktionsfähigkeit der Meßanordnung wurde mit Proben überprüft, die im Labor aus gesiebttem Lößmaterial mit der Schüttdichte $\rho = 1,5$ hergestellt worden waren. Die hieran bestimmten Werte zeigten, daß von den im Labor vorhandenen und geprüften Keramiksorten eine für die weiteren Messungen ausscheiden mußte, da ihre Leitfähigkeit geringer war als die des Lösses. In den Vorversuchen wurden die Saugspannungen direkt über Tensiometer mit Quecksilbermanometern der gleichen Bauart wie an den Feldtensiometern (Kap. 4.1.2.1.) ermittelt.

Bei der Messung müssen die Unterdrücke vom Boden in die Tensiometerzelle und weiter durch die Kapillare in das Manometer übertragen werden. Diese Übertragung erfolgt in der Wasserfüllung des Systems, wobei die Wand der Tensiometerzellen auf die Wasserbewegung einen Widerstand

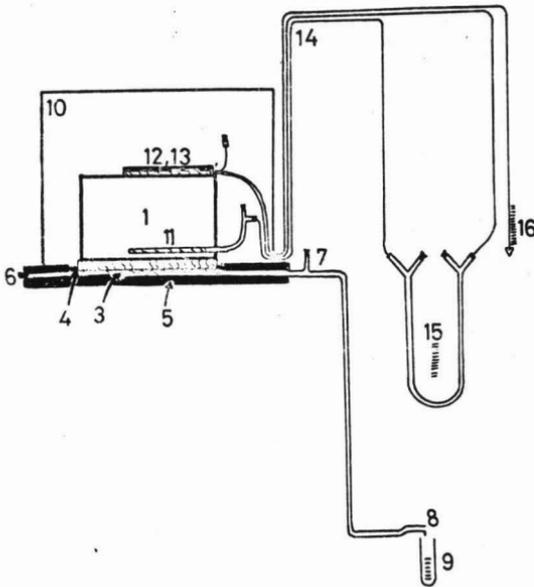


Abb. 17: Meßanordnung zur Bestimmung der ungesättigten Leitfähigkeit

- 1 Probe; 2 keramische Platte; 3 GazeNetz;
- 4 Epoxidharzverklebung; 5 PVC-Grundplatte;
- 6 Wassereinfüllöffnung; 7 Auslauf mit Luftfalle;
- 8 höhenverstellbares Schlauchende mit Abtropfnase;
- 9 kalibriertes Auffanggefäß; 10 Verdunstungsschutz;
- 11 unteres Tensiometer (Differenzanzeige);
- 12 oberes Tensiometer (Differenzanzeige);
- 13 oberes Tensiometer (Absolutanzeige);
- 14 Tensiometerkapillaren;
- 15 Differenzmanometer;
- 16 Absolutmanometer

ausübt, der zu Verzögerungen bei der Anzeige führt. Wenn mit den Tensiometern Absolutwerte der Saugspannungen gemessen werden, müssen entsprechend hohe Wassermengen aus dem Manometer in die Probe austreten. Dieses Wasser muß sich innerhalb des Bodens verteilen, so daß beim Anstieg des Wassergehalts Hysterese auftritt. Diese Beeinflussung des Bodens (Wasserzufuhr aus den Tensiometerzellen) kann durch die Verwendung von Differenzmanometern (Abb. 17) wesentlich verringert werden, weil jetzt nur noch eine der Änderung der Druckdifferenz entsprechende Wassermenge zwischen Boden und Tensiometerzelle bewegt wird. Dieser Vorgang vollzieht sich schneller als diejenige Wasserbewegung, die zur Anzeige der Absolutwerte nötig ist.

Ein Differenzmanometer mit 2 Tensiometerzellen kann ein Tensiometer mit Absolutwertanzeige ersetzen. Die Zelle des verbleibenden die absoluten Saugspannungen anzeigenden Tensiometers wurde auf der Oberfläche der Probe neben der einen Zelle des Differenzdruckanzeigers angebracht. Bei geringem Unterdruck entstehen nur kleine Differenzen zwischen den Tensiometerwerten. Die Verwendung von Quecksilber mit einer 12,6-fach gegen Wasser verringerten Auflösung bei der Anzeige im Differenzmanometer ist daher unzweckmäßig. Gardner und Micklich (1962) empfehlen als Anzeigeflüssigkeit eine Mischung aus Tetrabromäthan und Nitrobenzol mit der Dichte 2,0. Dieses Medium erfüllt folgende Anforderungen: nicht mischbar mit Wasser; Farbe deutlich gelblich und mit einem klar erkennbaren Meniskus vom Wasser abgesetzt; die auf 2,0 einzustellende Dichte erlaubt eine recht feine Auflösung der Anzeige.

4.2.2.2. Ein-Stufen-Methode

In der im vorigen Kapitel beschriebenen Meßanordnung wurde die ungesättigte Leitfähigkeit mit verschiedenen Methoden bestimmt. Bei dem Untersuchungsverfahren nach Doering (1960) wird gleich zu Beginn der Messung ein bleibender Unterdruck

- hier 150 cm - an die Saugplatten gelegt. Die Methode wird daher auch als One-Step-Verfahren bezeichnet.

Nach der Aufsättigung werden die Proben in die beschriebene Meßanordnung gesetzt und der zeitliche Ablauf der Entwässerung gemessen. Am Ende der Untersuchung, d.h. wenn kein Wasser mehr aus der Probe fließt, wird der Wassergehalt ermittelt. Aus den aufgefangenen Wassermengen werden die Wassergehalte der einzelnen Meßintervalle zurückgerechnet und die Diffusivität des Bodens bestimmt. Mit Hilfe der Saugspannungs-Sättigungs-Beziehung wird daraus die Leitfähigkeit berechnet.

Die Auswertung der Messungen nach diesem Verfahren brachte für die untersuchten Sollingböden keine plausiblen Ergebnisse: Die errechneten k_u - Ψ - und k_u - Θ -Beziehungen zeigten meist mit steigender Saugspannung bzw. sinkendem Wassergehalt eine zunehmende Leitfähigkeit. Dies steht im Widerspruch zu den allgemeinen akzeptierten theoretischen und praktischen Ergebnissen.

Da bei diesen Messungen auch die Entwicklung der Saugspannungen in den Proben verfolgt wurde, war eine direkte Bestimmung der Leitfähigkeit nach dem Darcy-Gesetz (Gleichung 4) möglich. Der hohe Unterdruck führte jedoch dazu, daß zu Beginn der Untersuchung sehr steile Gradienten (bis 100) in der Probe auftraten. Das Darcy-Gesetz ist jedoch in solchen Fällen nicht mehr uneingeschränkt gültig, weil kein laminares Fließen mehr stattfindet. Die dann auftretenden Turbulenzen in der Wasserströmung bedingen einen Energieverlust, so daß die fließende Wassermenge verringert wird (Hillel 1971).

Die Meßwerte sind in Kapitel 5.2.2.3. dargestellt und diskutiert. Für die weitere Auswertung wurden die nach dieser Methode bestimmten Leitfähigkeitswerte nicht benutzt, da sie wegen der hohen Gradienten bei der Messung zu bezweifeln sind.

Im folgenden Kapitel wird gezeigt, wie mit einem verbesserten Verfahren der Gradient kleiner gehalten werden kann.

4.2.2.3. Stufenweise Entwässerung der Bodenproben

Das im vorigen Kapitel angesprochene Problem zu steiler Gradienten wird durch eine allmähliche Steigerung des Unterdrucks beseitigt. Statt sofort den bleibenden Unterdruck von 150 cm WS an die Proben anzulegen, wurde jetzt der Unterdruck beginnend mit 20 cm WS allmählich bis zum Maximum (150 cm WS) gesteigert. Im übrigen wurde bei der Messung entsprechend der Beschreibung im vorigen Kapitel verfahren.

Mit dieser Methode wurden alle weiteren 250ccm-Proben untersucht. Beim Betrieb der Meßanlage ergaben sich einige Probleme:

1. Ein Kompromiß zwischen hoher Meßgenauigkeit und vertretbarem Arbeitsaufwand mußte gefunden werden. Ideal wäre eine kontinuierliche Steigerung des Unterdrucks im Auslauf, die den Gradienten in der Probe weitgehend konstant hält. Das wäre nur mit hohem technischen Aufwand möglich. Die Proben wurden daher mit 4 (30, 60, 100, 150 cm WS) Unterdruck-Stufen entwässert.
2. Da die zur Ermittlung der 4 Meßwerte Zeit, absolute Saugspannung, Differenzsaugspannung und Wassermenge benötigten Meßgeräte in unterschiedlicher Höhe angebracht werden mußten, war eine vollkommen gleichzeitige Aufnahme der Werte nicht möglich.
3. Trotz der Vorkehrungen zur Vermeidung der Verdunstung aus den Proben und aus den Wassergefäßen ergab sich aus den Unterschieden zwischen der mittels Wägung der Proben bestimmten Gewichtsabnahme und der aufgefangenen Wassermenge, daß während der Untersuchung Wasser verdunstet. Die gemessenen Leitfähigkeitswerte sind also etwas zu niedrig. Die Leitfähigkeitsmessung nach diesem Verfahren ist eine relativ arbeitsaufwendige Methode. Eine aus 10 Proben bestehende Serie läßt sich nach der Anlaufphase von einer Person betreuen; auch wenig durchlässige Böden haben nach 24 - 48 Stunden die dem Unterdruck entsprechende Saugspannung erreicht. Allein Humus- und Torfproben benötigen

längere Bearbeitungszeiten. Die Methode sollte dann angewendet werden, wenn ohne den Einsatz teurer Einrichtungen ausgekommen werden muß.

4.2.2.4. Weiterentwicklung der Meßanordnung

Der relativ hohe Arbeitsaufwand zur Ermittlung der Meßwerte führte zur Weiterentwicklung der Meßanordnung. Kern der dazu konstruierten Anlage (Abb. 18) ist eine Abfrage- und Steuereinheit, die in Intervallen von 1 Minute bis 8 Stunden bis zu 5 x 24 Tensiometer abfragen kann. Die Saugspannungen werden über einen Flüssigkeitsschalter auf einen Meßwertwandler übertragen, dessen Impulse in der Abfrageeinheit digitalisiert und wahlweise auf Schreib- oder Lochstreifen gespeichert werden. Wie bei dem in Kap.

4.2.2.3. beschriebenen Verfahren wird über keramische Platten den anfangs gesättigten Proben Wasser entzogen. Der Unterdruck in den Saugplatten wird über einen "Blasenturm" (Rose 1966) auf 20, 50, 100, 150 und 200 cm WS eingestellt; durch ein Regelventil lassen sich auch andere Unterdrücke wählen. Das aus den Proben auslaufende Wasser wird in kalibrierten Gefäßen aufgefangen.

Mit dieser Meßanordnung können auch größere Proben untersucht werden. Die Saugplatten sind 50 x 50 cm groß. Auf 2 Seiten jeder Probe können bis je 4 Tensiometer eingesetzt werden. Damit ist es möglich, den Gradienten für mehrere durch die Tensiometerzellen begrenzte Probenabschnitte zu bestimmen. Die Leitfähigkeit wird für jede so definierte Schicht berechnet.

4.3. Auswertungsmethoden

Bei der Quantifizierung der Komponenten des Wasserhaushalts ist es oft zweckmäßig, die Potentialtheorie (Kap. 1.2.2.) anzuwenden. Mit ihrer Hilfe kann Richtung und Menge der Wasserbewegung im Boden bestimmt werden. Dazu ist mit

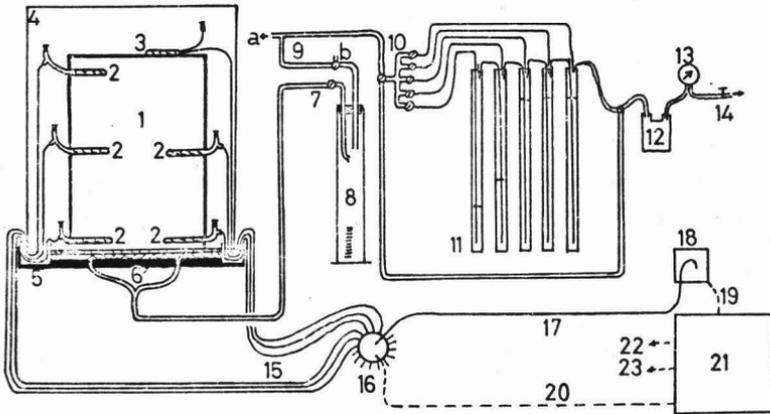


Abb. 18: Automatisierte Meßanordnung zur Bestimmung der ungesättigten Leitfähigkeit

1 Probe; 2 Tensiometerzellen; 3 Tensiometerzelle auf der Probenoberfläche; 4 Verdunstungsschutz; 5 wassergefüllte Rinne (Verdunstungsschutz); 6 keramische Platte; 7 Wasser- auslauf mit 7a Absperrhahn; 8 kalibriertes Gefäß; 9 Vakuum- leitung mit 9a Anschlüssen anderer Proben und 9b Dreiwege- hahn zum Druckausgleich; 10 Verteiler mit Anschlüssen zum Blasenturm (11); 12 Wasserabscheider; 13 Unterdruckregler; 14 Vakuum-Anschluß; 15 Tensiometerkapillaren; 16 Scanni- valve (Gerät zur Verbindung der verschiedenen Tensiometer- zellen mit dem Druckaufnehmer) mit Schrittmotor; 17 Kapil- lare zum Meßwertwandler (18); 19 Impuls von der Rohrfeder zum Steuergerät; 20 Steuerleitung; 21 Abfrage- und Steuer- einheit; 22 Drucker; 23 Lochstreifenstanzer.

den Potentialen im Boden der hydraulische Gradient (4.3.1.) zu berechnen, um aus ihm und der Leitfähigkeit die Größe der Wasserströmung zu ermitteln. Die Leitfähigkeit wird im Feld nach der Houghoudt-Ernst-Methode (Kap. 4.1.4.) und im Labor nach den in Kap. 4.2.2. beschriebenen Verfahren gemessen.

Die Leitfähigkeit kann auch durch die Anwendung des Potentialkonzepts bestimmt werden, wenn die Menge des im Boden fließenden Wassers bekannt ist (4.3.2.). Auf diese Weise können die Laborwerte überprüft werden.

4.3.1. Ermittlung der Gradienten im Boden

Diejenigen Glieder der Wasserhaushaltsgleichung (1), die als Flüsse im Boden auftreten, werden mit Hilfe des Darcy-Gesetzes (4) quantifiziert, d.h. es müssen Leitfähigkeit und Gradient bekannt sein. Im Mecklenbruch sind diese Flüsse in erster Linie die Versickerung sowie die oberflächennahe Wasserbewegung. Auch für die umgekehrte Anwendung des Darcy-Gesetzes - Ermittlung der Leitfähigkeit bei bekannter Flußrate - ist die Bestimmung des Gradienten nötig.

Die Region des Bodens, in der sich Wasser bewegt, wird meist mit Hilfe eines kartesischen Koordinatensystems definiert. Im Mecklenbruch sind die 3 Hauptrichtungen:

1. entlang der Moorachse,
2. quer zur Moorachse,
3. vertikal.

Die Verteilung der hydraulischen Potentiale im Boden wird durch Tensiometer oder Piezometer ermittelt. Der stets in Richtung des größten Potentialgefälles verlaufende Gradient kann in achsenparallele Komponenten zerlegt werden. Die durch diese Komponenten repräsentierten Wasserflüsse haben eine unterschiedliche Bedeutung für den Wasserhaushalt des Moores: Der wichtigste Fluß verläuft horizontal entlang der Moorachse, da in dieser Richtung das Wasser zum Vorfluter

abgeführt wird. In der anderen horizontalen Richtung (quer zur Moorachse) sickert Wasser aus den seitlichen Hängen in das Moor hinein. Die Bedeutung der dritten, der vertikalen Komponente der Wasserbewegung ist umstritten (Kap. 1); ihre Bestimmung ist ein wesentliches Ziel in dieser Untersuchung.

Richtung und Größe des Gradienten werden zweckmäßig ermittelt, wenn aus den Meßwerten Isolinien des hydraulischen Potentials konstruiert werden. Die Anordnung der Tensiometer bzw. Piezometer im Dreieckverband an repräsentativen Stellen im Moor bietet die beste Gewähr für eine gute Annäherung der Verteilung der Potentiale. Solche Stellen waren:

- die Tiefentensiometer in 2 Meßtiefen,
- mehrere Piezometergruppen im Moor in 3 Meßtiefen (Abb.9),
- 2 Piezometergruppen in der westlichen Hälfte in 4 Meßtiefen.

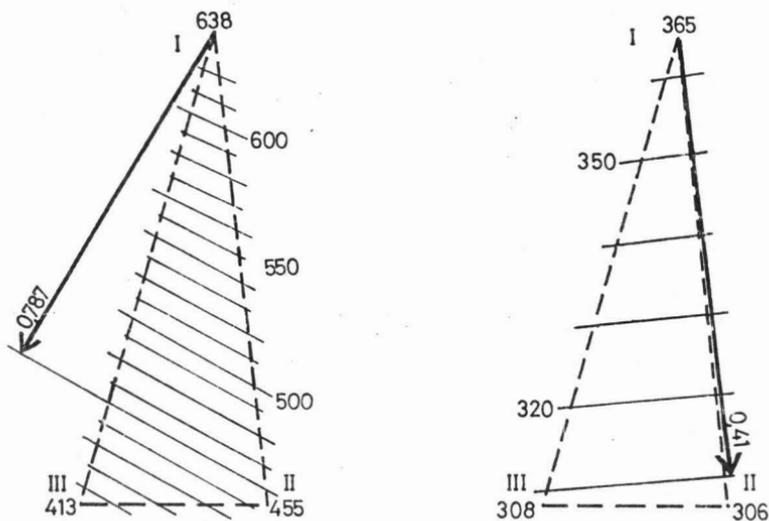


Abb. 19: Bestimmung der horizontalen Flußrichtung aus der Dreiecksanordnung

Beispiel: Tiefentensiometer (I, II, III = Meßpunkte; Zahlen = Potentiale (cm); - - = gedachte Verbindungslinien; — = Iso-potentiallinien; → Flußrichtung)

Ein Beispiel für die Bestimmung des Gradienten zeigt Abb. 19 für die Tiefentensimeter. Nach dem gleichen Verfahren kann bei der Bestimmung der vertikalen Komponente vorgegangen werden.

4.3.2. Ableitung der Leitfähigkeit aus Geländedaten

Die Wasserleitfähigkeit im Gebiet des Mecklenbruchs ist nach verschiedenen Gesichtspunkten zu untersuchen: Für unterschiedliche Substrate (Mineralboden und Torf) ist jeweils die gesättigte und die ungesättigte Leitfähigkeit zu messen. Die im Labor benutzten Methoden (Kap. 4.2.2.) und das Verfahren nach Houghoudt-Ernst (Kap. 4.1.5.) wurden schon beschrieben. Zur Vervollständigung der Werte und zur Überprüfung der im Labor bestimmten Leitfähigkeiten können Feldmethoden angewendet werden, die - getrennt nach Substrat und Fließbedingungen -, im folgenden dargestellt werden. Die im Feld bestimmten Leitfähigkeitswerte sollen als Referenzwerte für die Laborergebnisse dienen.

4.3.2.1. Gesättigte Leitfähigkeit im Torf

Für den oberen Teil des Torfprofils ist die gesättigte Leitfähigkeit in horizontaler Richtung aus den Houghoudt-Messungen (Kap. 4.1.5.) bekannt. Der vertikale Abfluß kann bestimmt werden, wenn bei stationärer Wasserbewegung im Boden der gesamte horizontale Nettoabfluß vom Niederschlag subtrahiert wird, so daß dann mit dem vertikalen Gradienten die Leitfähigkeit nach dem Darcy-Gesetz berechnet werden kann.

Die Bestimmung ist am sichersten in der verdunstungsarmen Zeit (wenn man vom vollständigen Versickern des Niederschlags ausgehen kann) bei gleichmäßiger Verteilung der Niederschläge an einigen Tagen, woraus sich ein konstanter Wasserdurchsatz im Boden ergibt.

Für größere Tiefen liegen keine Houghoudt-Messungen vor. Geht man in erster Annäherung aufgrund der ähnlichen Zersetzungsgrade im Profil von einer gleichbleibenden Leitfähigkeit aus, dann lassen sich auch hier die Flüsse bestimmen.

Das weiter vertikal versickernde Wasser muß zwangsläufig aus dem Torfkörper in den Mineralboden übertreten.

Aus den Piezometermessungen im Torf wurden die in Dreiecksanordnung angelegten Gruppen 4 und 7 als Bezugspunkte für die Ermittlung der Leitfähigkeit benutzt, weil sich hier die Einflüsse der Torfränder (vgl. Abb. 9) am geringsten auswirken.

4.3.2.2. Ungesättigte Leitfähigkeit am Moorrand

Die im Labor (Kap. 4.2.2.) bestimmten Leitfähigkeitswerte sollen anhand der aus den Potentialen im Feld ermittelten Werte überprüft werden (s.o.).

Bei der Bestimmung der Leitfähigkeit im Feld werden die Fehler vermieden, die bei der Probenahme und der Untersuchung im Labor auftreten können: Eine Probe kann in ihrem Gefüge bei der Entnahme gestört werden; bei inhomogenen Böden ist die statistische Abweichung der Probe und der daran bestimmten Leitfähigkeit vom Durchschnitt oft sehr groß; im natürlichen Bodenverband kann die Wasserbewegung durch Lufteinschlüsse beeinflusst werden, die möglicherweise während der Leitfähigkeitsmessung im Labor aus der kurzen (z.B. 5 cm) Probe entweichen können.

Probleme bei der Auswertung der Feldmessungen treten auf, wenn keine ausreichende Anzahl von geeigneten Meßwerten (s.u.) vorliegt.

In den zwei untersuchten Vegetationsperioden traten in insgesamt 8 Monaten positive Saugspannungen auf. Nur dann ist eine Bestimmung der ungesättigten Leitfähigkeit im Feld möglich. Die Bestimmung kann vereinfacht werden, wenn Vorratsänderungen unberücksichtigt bleiben können. Ein solcher quasistationärer Zustand liegt vor, wenn die

Potentiale im Boden einige Tage lang nur wenig schwanken. Für so definierte Perioden wurden aus den hydraulischen Potentialen die Gradienten berechnet. Zusätzlich konnten auch einige Perioden mit schwach steigenden Saugspannungen herangezogen werden. Hier lag zwar kein stationärer Zustand mehr vor, die Wassergehaltsabnahmen waren jedoch vernachlässigbar gering. Die Ergebnisse dieser Auswertung können insofern mit den Leitfähigkeitsdaten aus den Labormessungen verglichen werden, als bei dieser Methode (Kap. 4.2.2.) ebenfalls bei abnehmenden Wassergehalten gemessen wurde.

Da in den Sommern 1974 und 1975 nur sehr wenige Wetterperioden beobachtet wurden, in denen keine deutlichen Austrocknungs- oder Aufsättigungsvorgänge im Boden auftraten, stützt sich diese Kontrolle auf eine nur kleine Auswahl Stichproben.

Nach dem Darcy-Gesetz wurden einige k_u -Werte für niedrige Saugspannungen bis 100 mbar berechnet. Für höhere Ψ -Werte ist die Auswertung nicht erforderlich, da in diesem Bereich keine nennenswerte Wasserbewegung mehr stattfindet und sich die Leitfähigkeit gewöhnlich nicht mehr wesentlich ändert (vgl. Abb. 41).

4.3.2.3. Ungesättigte Leitfähigkeit im Mineralboden unter dem Torfkörper

Mit den Tiefentensiometern wurden die horizontalen (Abb.19) und vertikalen Komponenten der Gradienten im Mineralboden unter dem Torf ermittelt. Bei der Berechnung der gesättigten Leitfähigkeit im Torf war davon ausgegangen worden, daß das der vertikalen Komponente des Gradienten folgende Wasser in den Mineralboden versickert (Kap. 4.3.2.1.). Mit den so bestimmten aus dem Torf aussickernden Wassermengen und den hydraulischen Gradienten in den 3 Gruppen der Tiefentensiometer wurde die ungesättigte Leitfähigkeit des Mineralbodens unter dem Torf in diesem Bereich berechnet. Die Tensiometerzellen gleicher Meßtiefen liegen in unterschiedlichem Abstand von der Torfsohle; die 4 m-Tensiometer

in der Gruppe I (Abb. 19) kommen ihr am nächsten. Der Abstand wirkt sich auf die Saugspannungen aus: die genannten Tensiometer zeigen stets die niedrigsten Saugspannungen an. In 5 m Tiefe liegen alle Meßwerte in der gleichen Größenordnung wie in 4 m Tiefe bei Gruppe II und III. In diesen beiden Gruppen tritt dementsprechend ein vertikaler Gradient um 1 auf, während er bei Gruppe I kleiner ist. Bei der Berechnung der Leitfähigkeit mit der aus dem Torf zusickernden Wassermenge (Kap. 4.3.2.1.) ergeben sich für Gruppe I wie erwartet höhere Werte als für Gruppe II und III, da die größere Leitfähigkeit mit niedrigeren Saugspannungen verknüpft ist.

4.3.2.4. Leitfähigkeit in der Zone zwischen Torf und Mineralboden

Unterhalb des Torfkörpers befindet sich eine Zone, in der aus den in Kap. 4.1.6. genannten Gründen keine Proben zur Messung der Leitfähigkeit genommen werden konnten. Dieser Bereich muß jedoch für die Versickerung aus dem Torfkörper von entscheidender Bedeutung sein. Aus den Piezometer- und Tiefentensiometermessungen geht hervor, daß hier der größte Potentialverlust auftritt, der im Meßbereich der Tiefentensiometer abklingt, bis der Gradient 1 beträgt (Kap. 4.3.2.3.).

Im Torfkörper sind die Potentiale in einem knapp 4 m mächtigen Profil aus den Piezometermessungen in 1, 2 und 3 m Tiefe unter Flur bekannt (Kap. 4.1.4.1.). Die Potentiale im Mineralboden wurden an einer anderen Stelle unter einer ca. 2,50 m mächtigen Torfauflage mit den Tiefentensimetern (Kap. 4.1.3.3.) gemessen. Da die Mineralbodenprofile an beiden Stellen gleich sind, können die Saugspannungen auf entsprechende Tiefen unter dem Torf unterhalb der Piezometer übertragen werden.

Im gesättigten Profilbereich (Torf) fällt das hydraulische Potential aufgrund der weitgehend konstanten Leitfähigkeit

fast linear ab, während im ungesättigten Bereich die Potentialänderung mit der Tiefe nicht linear ist, da die Leitfähigkeit mit zunehmender Saugspannung abnimmt. Die Mächtigkeit der Übergangsschicht wird gleich dem Abstand von der Torfsohle bis zur Stelle mit der höchsten bekannten Saugspannung gesetzt (~ 150 cm). Diese willkürliche Festsetzung hat keinen Einfluß auf den Durchflußwiderstand der Übergangsschicht, wohl aber auf das Verhältnis Gradient: Leitfähigkeit, da nur deren Produkt, der der Versickerung aus dem Torf entsprechende Fluß q , bekannt ist.

Um die Leitfähigkeit der Übergangsschicht zu bestimmen, ist es nötig, den dortigen Verlauf des teils als piezometrisches und teils als Saugspannung auftretenden Potentials zu bestimmen. Der (obere) Anfangs- und der (untere) Endpunkt sind durch das an der Moorbasis bestehende piezometrische Potential bzw. durch die höchste im Mineralboden bekannte Saugspannung gegeben.

Wenn die Potentiale gegen die Tiefe aufgetragen werden, fehlt die für die Übergangsschicht gültige Beziehung. Die Bestimmung dieses Kurvenstücks ermöglicht z.B. ein von Benecke (1970) gezeigtes Verfahren. Mit Hilfe einer Integration der Darcy-Gleichung kann die vom Wasser bei der Versickerung zurückgelegte Strecke z als Funktion der Saugspannung definiert werden. Dieses Integral lautet:

$$z = \int_{\psi_s=0}^{\psi_s} \frac{d\psi_s}{\frac{q}{k_u} + 1} \quad (14)$$

z = vertikale Strecke

ψ_s = Saugspannung

q = Flußrate

k_u = Leitfähigkeit

Die Flußrate q ist aus der Jahresbilanz (Kap. 5.4.2.) bekannt, wobei die mittlere Versickerung (bezogen auf das ganze Jahr) eingesetzt wird. Die Leitfähigkeit kann durch Probieren gefunden werden: Durch Einsetzen einer wahrscheinlichen Leitfähigkeitsfunktion wird eine erste Näherung an das fehlende Kurvenstück erreicht, und eine verbesserte Neuschätzung der Leitfähigkeitsfunktion ermöglicht. Dieses iterative Verfahren wird so lange fortgesetzt, bis die Kurve paßt.

Benutzt wird hierbei eine linearisierte $\log k_u$ - Ψ -Beziehung,

$$k_u = e^a e^{b\Psi} \quad (15)$$

a, b = Konstanten

deren Substitution in Gleichung 14 nach Dwight (1969) folgende Lösung des Integrals ergibt:

$$z = \left| \Psi + b^{-1} \ln \left| 1 + \frac{q}{e^a} e^{-b\Psi} \right| \right|_{\Psi=0}^{\Psi} \quad (16)$$

Die so gefundene Ψ - z -Beziehung gilt für den ungesättigten Bereich bis zu dem Punkt, an dem $\Psi = 0$ wird. Darüber hinaus wird ein gleichbleibender Gradient angenommen, da von einer konstanten - der "gesättigten" - Leitfähigkeit ausgegangen werden kann. Die Iteration ist beendet, wenn sich aus dem resultierenden Potentialverlauf und aus den Piezometermessungen an der Moorbasis identische Werte ergeben.

4.3.3. Datenauswertung

4.3.3.1. Auswertung der Schreibstreifen mit EDV

Für die Auswertung der Schreibstreifen aus Niederschlagsmessungen war im Institut für Bodenkunde und Waldernährung in Zusammenarbeit mit der Gesellschaft für wissenschaftliche Datenverarbeitung Göttingen ein Verfahren entwickelt worden, um die Schreibstreifen mit Hilfe der dort vorhandenen Rechenanlage Univac 1108 zu bearbeiten. Dazu mußten die

Schreibstreifen zunächst in eine vom Rechner lesbare Form überführt werden. Das läßt sich schnell und bequem mit dem "Pencil Follower" erreichen, ein Gerät, mit dem Linien verfolgt und die Koordinaten von Punkten, an denen sich die Steigung der Linien verändert, auf Lochstreifen übertragen werden. Aus diesen Koordinaten werden mit den für die Schreibstreifen geltenden Maßstäben (Niederschlagshöhe, Wochenlänge) die Zeitpunkte der Niederschlagsereignisse (Beginn und Ende) und die zugehörigen Regenmengen errechnet.

Das Programm wurde für die Auswertung der im Rahmen dieser Untersuchung anfallenden Schreibstreifen aus den Grundwasserpegeln und dem Meßwehr (Kap. 5.3.3.) erweitert. Mit diesem Verfahren können Einzelereignisse mit einer Zeitauflösung von wenigen Minuten erfaßt werden.

4.3.3.2. Programm zur Berechnung der ungesättigten Leitfähigkeit

Ein Fortran-Programm für die Auswertung der Leitfähigkeitsmessungen im Labor ermöglicht es, die Daten aus beiden beschriebenen Anlagen zu verarbeiten.

In der Darcy-Gleichung (4) wird q durch den Ausdruck $\frac{\Delta Q}{\Delta t \Delta F}$ ersetzt (Richards und Weeks 1953), da bei der Untersuchung die Wassermengen (ΔQ) zu berücksichtigen sind, die den Probenquerschnitt (F) in der Zeit (Δt) durchströmen.

Der Gradient ergibt sich aus:

$$\frac{\Delta \Psi}{\Delta z} = \frac{[\Psi_o(i) + \Psi_o(i-1)]/2 + \Delta z - [\Psi_u(i) + \Psi_u(i-1)]/2}{\Delta z} \quad (17)$$

i = jeweilige Messung

Ψ_o = Saugspannung im oberen Tensiometer

Ψ_u = Saugspannung im unteren Tensiometer

da die Messung in einem instationären Zustand stattfindet (Kap. 4.2.2.).

In Abb. 20 wird das Flußschema dargestellt, nach dem die Leitfähigkeitswerte errechnet werden.

Erläuterungen zum Flußschema:

1. Bei der automatischen Meßanordnung (Kap. 4.2.2.4.)

ist die Zeitfolge der Tensiometermessungen meist dichter als bei der Bestimmung der aufgefangenen Wassermenge, da letztere von einem Betreuer durchgeführt werden muß.

Fehlende Wassermengen werden durch lineare Interpolation geschätzt.

2. Regelmäßig ist die Gewichtsabnahme bei der Messung höher als die aufgefangene Wassermenge. Gründe: Die Verdunstung aus der Probe und aus dem Wassermeßglas sowie aus dem Auslauf des Schlauches ist nicht zu verhindern. Außerdem tritt eine geringe Erosion auf; die Dichte des Bodenmaterials ist höher als die des Wassers, ermittelt werden hier aber Volumina.

3. Da nicht alle Meßwerte exakt im gleichen Augenblick aufgenommen werden können und sehr geringe Wassermengen nur schwer zu messen sind, schwanken die unmittelbar aus den Meßwerten berechneten Leitfähigkeiten. Diese Schwankungen können gedämpft werden, wenn aus den einzelnen Meßwerten "Gewogene Mittelwerte" (Gleichung 18) berechnet werden.

$$k_G = \frac{[k_u(i-2) g(i-2) + k_u(i-1) g(i-1) + k_u(i) + k_u(i+1) g(i+1) + k_u(i+2) g(i+2)]}{[g(i-2) + g(i-1) + 1 + g(i+1) + g(i+2)]} \quad (18)$$

k_G = Gewogener Mittelwert aus je 5 benachbarten Werten;

i = jeweilige Ablesung;

g = Faktor, berechnet als Gewicht nach

$$g(i) = 1/\Delta\Psi_i \quad (19)$$

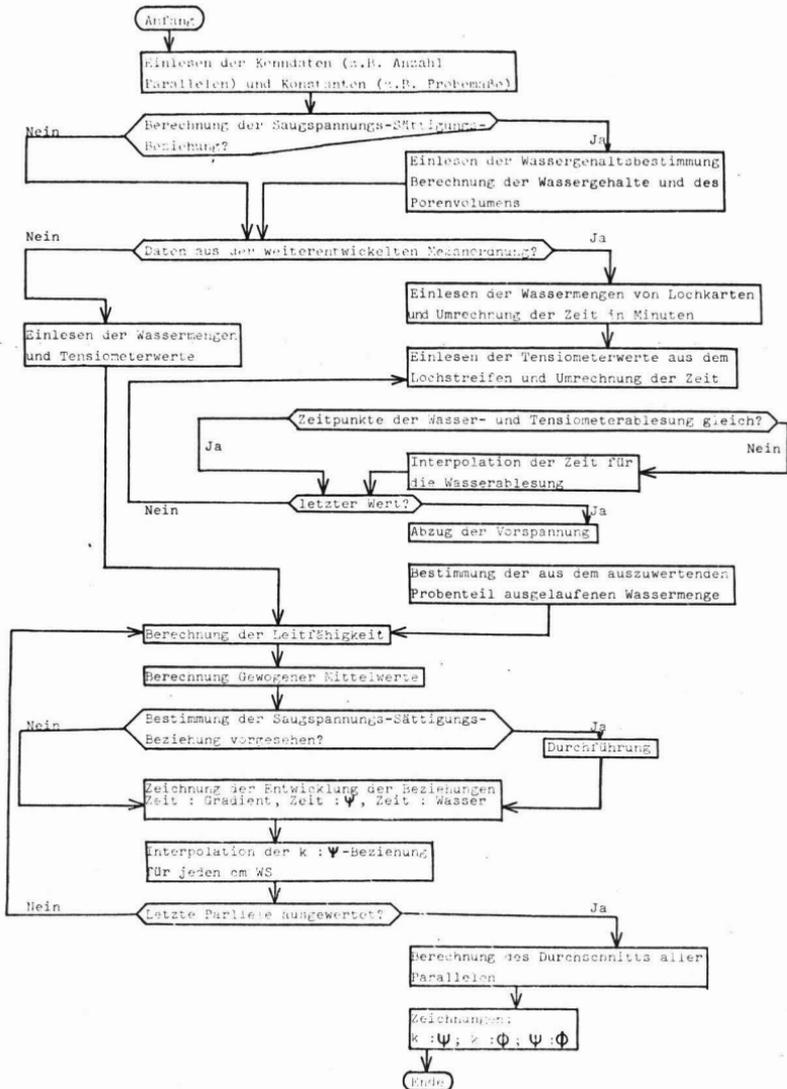


Abb. 20: Flußschema für das Programm zur Berechnung der ungesättigten Leitfähigkeit

Der Einfluß des Nachbarwertes ist proportional dem Abstand zum zu verändernden Wert.

Die Berechnung wird nur innerhalb der einzelnen Entwässerungsstufen durchgeführt, da nach der Erhöhung des Unterdruckes nun von diesem der größte Einfluß auf die Meßwerte ausgeht und damit die o.g. Voraussetzung (Beeinflussung des Meßwerts durch den vorhergehenden) nicht mehr zutrifft.

4. Aus der willkürlichen Festlegung der Unterdruckstufen bei der Entwässerung ergibt sich eine weitere Schwankung in der k_u - Ψ -Beziehung. Da das Meßsystem mit einer gewissen Trägheit reagiert - besonders bei der Tensiometeranzeige -, steigt die errechnete Leitfähigkeit aufgrund des vorgetäuschten vergrößerten Gradienten nach Erhöhung des Unterdrucks zunächst an. Bei der endgültigen Bestimmung der Leitfähigkeitswerte wird die zunächst berechnete Kurve daher nicht entlang einer Mittellinie zwischen den Abweichungen geglättet. Stattdessen folgt die Beziehung den Kurventeilen, die am Ende der Entwässerung innerhalb einer Unterdruckstufe ermittelt wurden, also nach der Neuverteilung des Wassers in der Probe aufgrund des erhöhten Unterdrucks und nach der Anpassung der Anzeige in den Meßgeräten.

5. Ergebnisse

5.1. Auswertungskonzept

Das vorrangige Ziel dieser Untersuchung (Kap. 1., 2.) ist die Quantifizierung der Wasserhaushaltskomponenten und die Darstellung der Wasserbilanz eines Gebirgsmoores. Darüberhinaus könnte die Klärung der Rolle der Versickerung aus dem Torfkörper zum Verständnis der Entstehungsbedingungen des Mecklenbruchs beitragen. Schließlich soll geprüft werden, ob die bei der Bestimmung des Wasserhaushalts gebräuchliche vereinfachende Annahme zutrifft, daß aus der Differenz zwischen Niederschlag und Abfluß die Verdunstung resultiert. Das Ergebnis der Untersuchung soll darüber hinaus zur Bemessung der hydrologischen Eigenschaften vernäster Standorte beitragen.

Die methodische Konzeption sieht vor, mit Hilfe der Anwendung des Potentialkonzepts Größe und Richtung der Flüsse im Boden zu bestimmen und so den Wasserhaushalt zu bilanzieren (Kap. 2.1., 4.1.).

Im folgenden werden die an den einzelnen Meßpunkten im Moor und an seinen Rändern bestimmten Potentiale verschiedener Art dargestellt und diskutiert (5.2.1.). Die Bodenwasserpotentiale unterliegen ständigen Veränderungen (durch Wasserzu- und -abfuhr); die Analyse solcher nichtstetiger Vorgänge überschreitet jedoch den Rahmen dieser Untersuchung. Es hat sich gezeigt, daß sich die Schwankungen bei den Potentialen in Grenzen halten, zumal sich die wichtigsten Vorgänge im gesättigten Bereich des Moores abspielen und dort die Veränderungen der Potentiale mit der Zeit besonders gering sind. Damit sind günstige Voraussetzungen für eine Vereinfachung der Auswertung durch Zusammenfassung der Meßreihen zu quasistationären Zuständen gegeben (Kap. 2.1.). Dabei werden in den zeitlichen Ganglinien Perioden abgegrenzt, die durch ein mittleres Potentialprofil repräsentiert werden können. Dieses Potentialprofil wird der

Berechnung des Wasserumsatzes des jeweiligen Zeitabschnitts zugrundegelegt.

Zur Charakterisierung der hydrologischen Eigenschaften des Mecklenbruchs sind die Wasserleitfunktionen (gesättigte und ungesättigte Leitfähigkeit) und die Wasserspeicherfunktionen (Saugspannungs-Sättigungs-Beziehungen) mit Labor- und Feldmethoden ermittelt worden (5.2.2.). Besondere Bedeutung hat hier die horizontale Leitfähigkeit im Torf und im das Moor seitlich begrenzenden Mineralboden sowie die vertikale Leitfähigkeit des Mineralbodens unter dem Moor. Im unter dem Torf lagernden Mineralboden ist mit geringer Leitfähigkeit (Kap. 3; Eggelsmann 1964a) zu rechnen, da dieser Boden als Staukörper auf das Moor wirkt.

Auf die sich aus der Leitfähigkeit und der Verteilung der Bodenwasserpotentiale ergebende Wasserbewegung wird in Kap. 5.3. eingegangen.

Nach der Bestimmung der Wasserflüsse im untersuchten Gebiet werden die Komponenten des Wasserhaushalts errechnet und in Kapitel 5.4. dargestellt.

5.2. Messungen

5.2.1. Zeitfunktionen

5.2.1.1. Zeitreihen der Piezometer und Grundwasserpegel

Die Feldmessungen nach Inbetriebnahme sämtlicher Geräte erstreckten sich über einen Zeitraum von mehr als 12 Monaten. Die Ergebnisse werden als Zeitreihen dargestellt, wobei der Niederschlag mit aufgetragen ist.

In der Abb. 21 sind für die 12 Monate von Januar bis Dezember 1975 die Jahresgänge der hydraulischen Potentiale dargestellt, die mit Piezometern im zentralen, von Abtorfungen am wenigsten beeinflussten Moorbereich (vgl. Abb. 9) bestimmt wurden. Die Potentiale weisen hier wesentlich geringere saisonale Schwankungen auf als nahe den Torfkanten (Abb. 22), wo

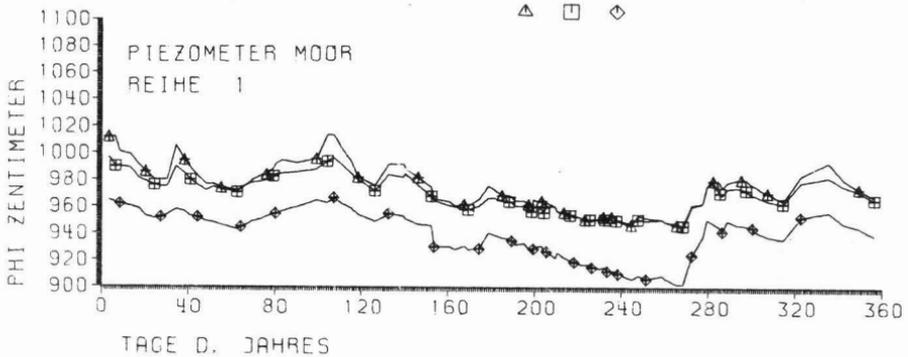
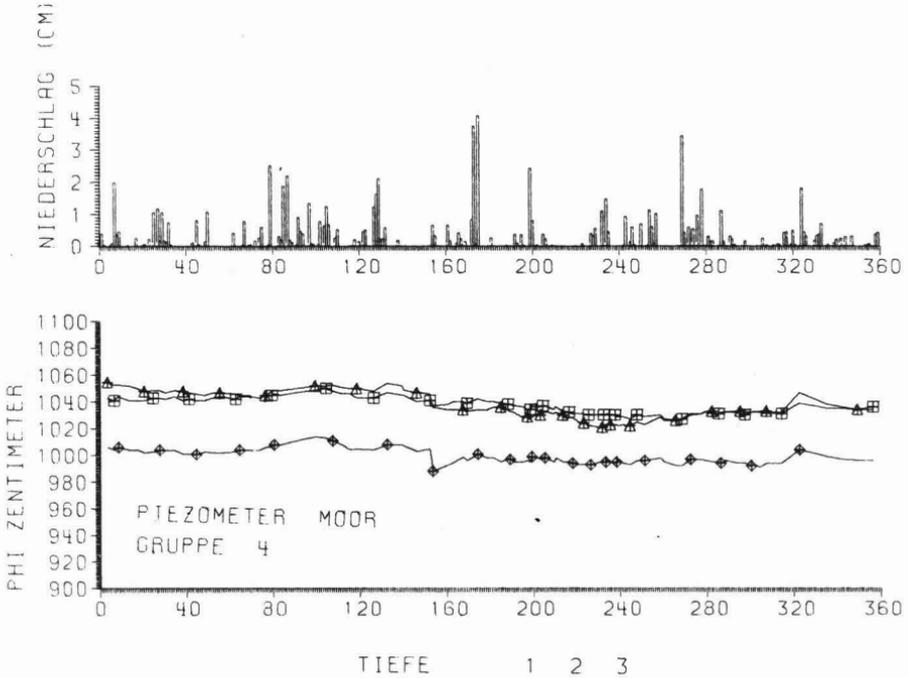


Abb. 21 (oben): Jahressgänge der Piezometer im Moor (mit Niederschlägen): Beispiel für eine Gruppe im Zentralbereich. Tiefen in Meter unter Torfoberfläche.

Abb. 22 (unten): Jahressgänge der Piezometer im Moor: Beispiel eine Gruppe an der Torfkante. Tiefen in Meter unter der Torfoberfläche.

zusätzliche Piezometer zur Untersuchung des Einflusses der Torfstichränder auf die Wasserbewegung eingebaut worden waren.

Starke Niederschläge in der verdunstungsarmen Zeit bewirken eine deutliche Potentialerhöhung nahe der Torfkante (z.B. 25. - 30. Tag), während diese Erscheinung im Sommer weniger ausgeprägt ist (z.B. 170. - 180. Tag), weil das Regenwasser in den durch die erhöhte Evapotranspiration geleerten großen Speicherraum der Torfe (Kap. 5.2.2.1.) eindringt und nicht weiter fließt. In beiden dargestellten Jahrgängen zeigt sich, daß der Gradient zwischen den oberen Meßtiefen nach größeren Niederschlägen höher wird, eine Tendenz, die in größerer Tiefe nur noch schwach sichtbar wird, da die kurzfristigen Schwankungen der Potentiale nach unten mit zunehmender Tiefe ausklingen. Je weiter ein Punkt von der Grundwasser-oberfläche entfernt ist, desto mehr nähert sich die Wasserbewegung dem stationären Fließen an.

Aus den Potentialverläufen erkennt man den hohen Grundwasserstand im Torfkörper am Jahresanfang, die Absenkung des Grundwassers infolge der erhöhten Verdunstung im Sommer und den im betrachteten Jahr nur geringen Wiederanstieg im Herbst.

Im Rahmen des möglichen Meßaufwands wurden die Potentiale an dieser Stelle repräsentativ für den Hauptteil des Mecklenbruchs bestimmt, der als einheitliche Strömungsregion anzusehen ist. Der an einer gut zugänglichen Stelle ausgewählte Meßplatz entsprach in Torfart, Zersetzungsgraden und Torfmächtigkeit mittleren Bedingungen und war bei den zentral gelegenen Piezometergruppen (Abb. 9) von Randwirkungen (Abtorfung, Moorrand) unbeeinflusst.

An den Flanken sowie an den Rändern des Moores wurden die Potentiale des Bodenwassers mit Piezometern sowie Tensio- metern (s. Kap. 5.2.2.2.) bestimmt. Ganz in der Nähe des außerhalb des Moores eingerichteten Meßfeldes "Fichte"

ergab sich im "Windwurf" die Möglichkeit, den Einfluß der Transpiration auf die Wasserbewegung zu bestimmen. Aus dem Vergleich der beiden Felder ergibt sich eine Vorstellung von der Veränderung des Hangwasserzuzuges in das Moor, wenn an den Hängen der Baumbestand nicht vorhanden wäre.

Die Meßreihen spiegeln deutlich die Intensität der Transpiration der dort wachsenden Pflanzen wider. So fallen die Piezometer unter den Fichten (F1) außerhalb des Moores im Frühsommer in allen Tiefen trocken, um erst im Herbst wieder ungespanntes Wasser anzuzeigen, während nur wenige Meter entfernt im vegetationslosen Windwurf (F2) allein die obere Meßtiefe trocken fällt. Das an der östlichen Moorflanke gelegene Meßfeld F1, für das der Jahresgang der hydraulischen Potentiale in der hangaufwärts gelegenen Reihe in Abb. 23 dargestellt ist, nimmt mit seinem Grasbewuchs auf einer 30 - 35 cm mächtigen Moorüberdeckung eine Zwischenstellung ein. Auffällig ist hier, daß nur die zweite Meßtiefe (100 cm) fast das ganze Jahr freies Wasser anzeigt, während darunter (160 cm) ab 212. Tag fast nur noch gespanntes Wasser auftritt. Zusammen mit den in der Profilgrube sichtbaren Merkmalen weisen diese Beobachtungen auf das Vorhandensein eines Staukörpers hin, in dem unterhalb des Stauwasserleiters gespanntes Wasser auftreten kann. Die Piezometer (PMD), die nachträglich (Kap. 4.1.4.1.) im Mineralboden unter einer 30 - 50 cm mächtigen Torfaufgabe auf der Fläche zwischen F2/F3 und der Moormitte installiert worden waren, zeigten in der Zeit von Oktober bis Dezember 1975 nur ungespanntes Wasser in allen Tiefen an. Da für die Bestimmung der Potentialverteilung im gesamten Gebiet Werte in diesen Meßstellen für das ganze Jahr benötigt werden, wurde versucht, die fehlenden Werte durch eine Regression der Werte aus PMD auf die Werte aus F1 für die gleichzeitige Meßperiode zu bestimmen. Boden- und Vegetationsverhältnisse sind vergleichbar.

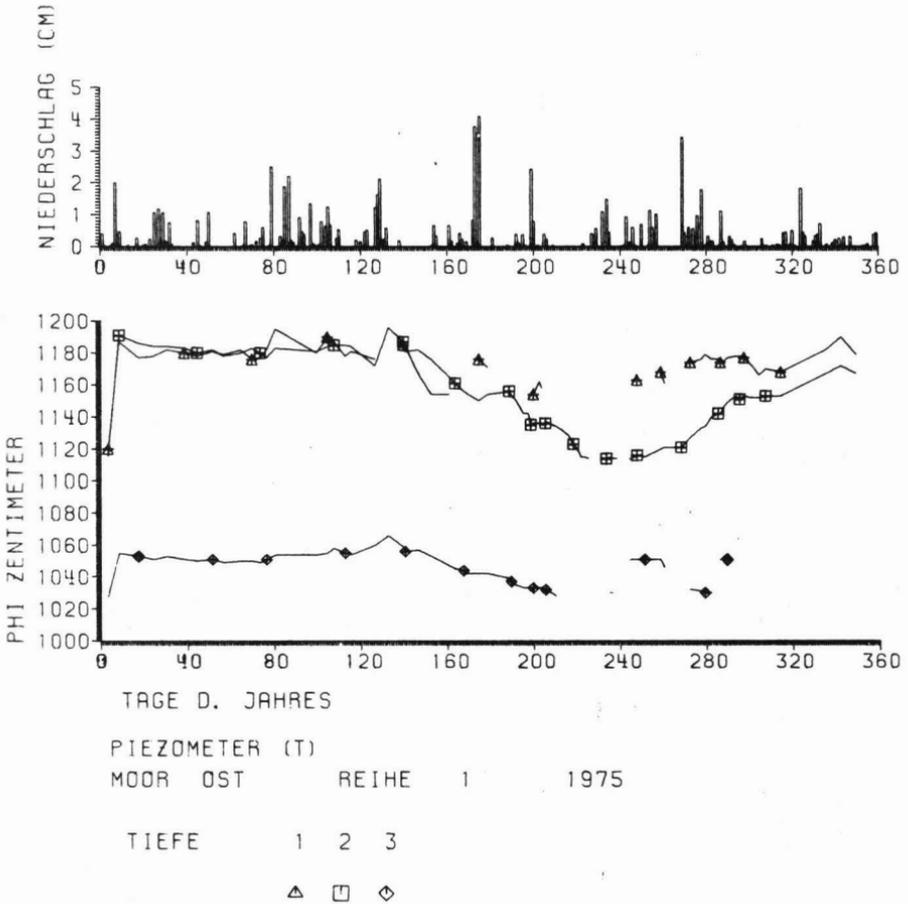


Abb. 23: Jahresgang der hydraulischen Potentiale in F1, gemessen mit Piezometern; Tiefe 1 = 50 cm, Tiefe 2 = 100 cm, Tiefe 3 = 170 cm in Reihe 1 bzw. 200 cm in Reihe 2.

Die mit den Regressionskoeffizienten (Tab. 2) berechneten Potentiale (Abb. 24) schwanken etwas stärker als in F1. Die Werte der beiden Felder waren unterschiedlich gut korreliert, abhängig davon, ob die obere oder die untere

Moormitte			Moorflanke		
Tiefe (cm)	a	b	Tiefe	a	b
50	-1301	1,438	50	- 775	1,164
100	-2020	2,703	100	-1152	1,509
150	-2301	2,204	150	-2230	2,25
200	-1158	1,351	200	-1841	2,25

Tabelle 2: Koeffizienten für die Regression der Potentiale in PMD auf die Potentiale in PMT (vgl. Gl. 20).

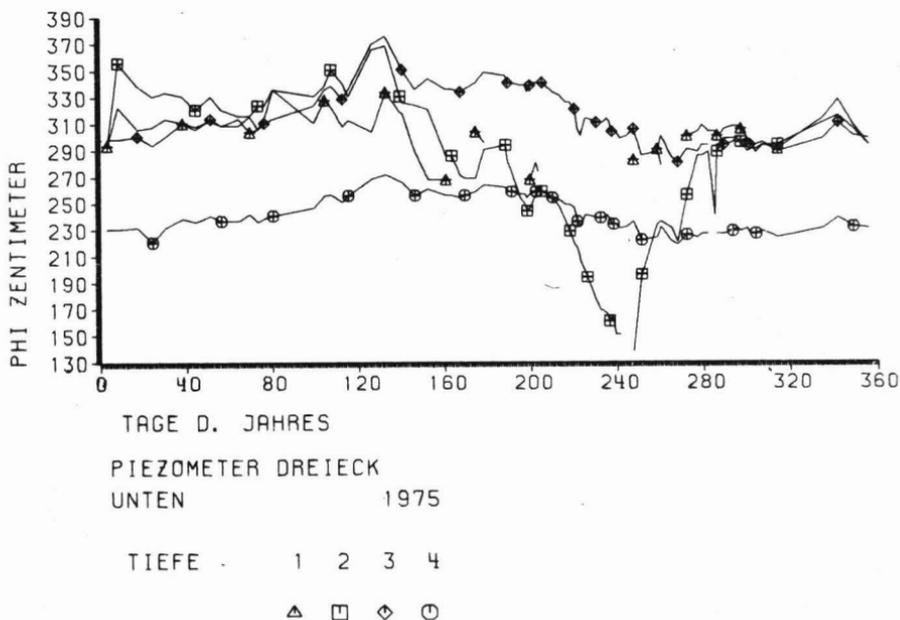


Abb. 24: Jahresgang der Potentiale bei PMD. Jan. - Sept. aus Korrelation, Okt. - Dez. aus Messungen; Tiefe 1 = 50 cm, 2 = 100 cm, 3 = 150 cm, 4 = 200 cm.

Reihe der Piezometer in F1 zugrunde gelegt wurde. Die Korrelationskoeffizienten lagen um 0,8; möglicherweise gilt die Regression

$$\Phi_{\text{PMD}} = a + b \Phi_{\text{F1}} \quad (20)$$

Φ_{PMD} = für PMD errechnetes hydraulisches Potential

Φ_{F1} = in F1 gemessenes hydraulisches Potential

a, b = Regressionskoeffizienten

nur für die gleichzeitige Meßperiode im Herbst (Potentiale dargestellt in Abb. 25). Die hohen Regressionskoeffizienten a in Tabelle 2 sind mit dem Höhenunterschied

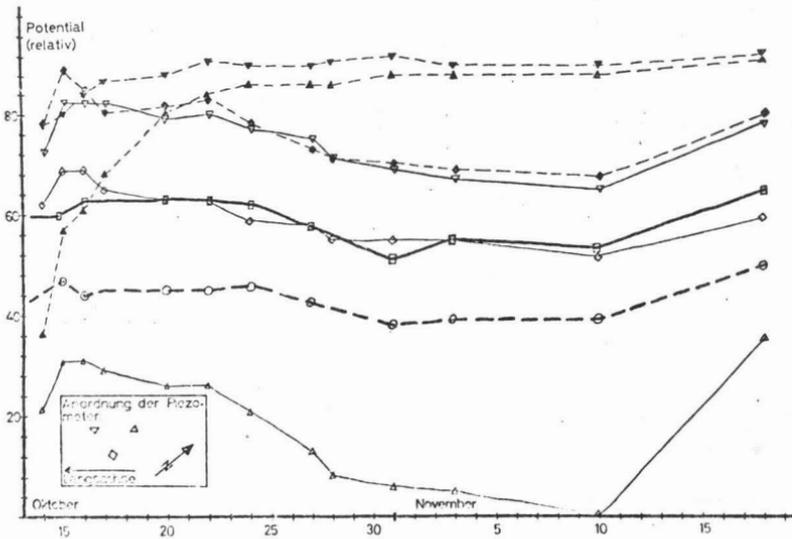


Abb. 25: Parallele Zeitreihen der Piezometer in F1 sowie auf der westlichen Moorseite (PMD) für 50 cm Tiefe. F1: \bullet - \bullet = Reihe 1; (hangaufwärts), \circ - \circ = Reihe 2; PMD: siehe Skizze, ausgefüllte Symbole = unteres Dreieck, ungefüllte Symbole = oberes Dreieck.

zwischen den Meßfeldern (Anteil der Gravitation am hydraulischen Potential) und den teils recht großen Koeffizienten b zu erklären. Dieses Verfahren bot jedoch die einzige Möglichkeit, auch für die übrige Zeit des Jahres Potentiale zu bestimmen, die als Anhalt für die quasistationären Perioden genügen.

Die mit den Schreibpegeln im Mecklenbruch aufgenommenen und mit Hilfe des in Kap. 4.3.3.1. gezeigten Verfahrens ermittelten Grundwasserstände zeigt Abb. 26; die Grundwasserstandsschwankungen im Torf sind wesentlich geringer als im Mineralboden, wo die Niederschläge gewöhnlich deutlich den Verlauf der Kurven beeinflussen. Wie in den Piezometern ist auch in den im Mineralboden eingesetzten

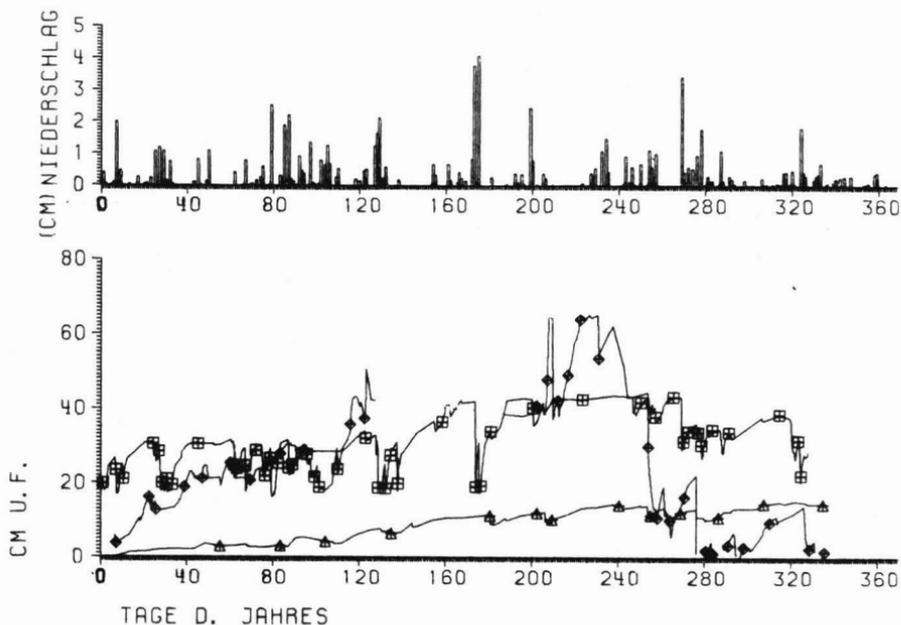


Abb. 26: Jahresgang der Grundwasserpegel

PEGEL NR. 1 2 3

△ □ ◇

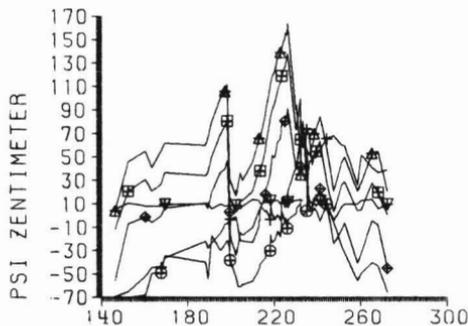
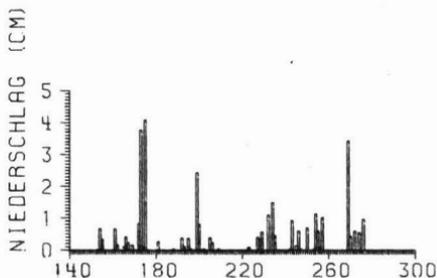
Grundwasserpegel an der Moorflanke (Pegel 3) und in der Abtorfung (Pegel 2) das Absinken des Grundwasserstandes im Sommer und eine (geringere als am Jahresbeginn) Wiederaufsättigung zu erkennen. Im Torf (Pegel 1) geht dagegen die Aufsättigung im Herbst so langsam vor sich, daß sie am Ende des Beobachtungszeitraums (Ende November) noch nicht abgeschlossen ist.

Auf die Probleme bei der Messung des Grundwasserstandes mit Filterrohren wurde in Kap. 4.2.4.1. eingegangen. Die Ganglinien aus den Schreibpegeln sollten aus den dort genannten Gründen nur als Anhalt für die zeitliche Auflösung der Grundwasserstandsschwankungen gelten, während die Wasserstände nach dem im genannten Kapitel gezeigten Verfahren bestimmt wurden (Kap. 5.3.).

5.2.1.2. Zeitreihen der Tensiometer

Zur Beobachtung des gespannten Wassers waren in den 3 Meßfeldern in 2 Reihen jeweils 5 - 6 Tensiometer unterschiedlicher Meßtiefe umfassende Gruppen (Ausnahme: 205 cm Tiefe) gesetzt worden (Abb. 6, Kap. 4.1.3.2.), so daß für jede Reihe und jede Tiefe über 3 Werte gemittelt werden konnte. Abb. 27 und 28 zeigen die Jahrgänge der Saugspannungen einer Reihe der Meßfelder F1 und F3. Die Meßwerte für F3 wurden halblogarithmisch dargestellt, weil die hier auftretenden Saugspannungen den sehr großen Bereich von 0 bis etwa 800 mbar umfaßten.

Die Tensiometer im Feld F1 waren mit Dekalin für den Winterbetrieb eingerichtet worden, da zunächst mit gespanntem Wasser auch in der feuchten Jahreszeit gerechnet wurde (Kap. 4.1.3.2.). Diese Maßnahme erwies sich aber als überflüssig, da nur in 205 cm Tiefe zwischen Oktober und Mai Saugspannungen unter null auftraten. Die Darstellung der Potentiale umfaßt daher auch hier nur den Sommer 1975.



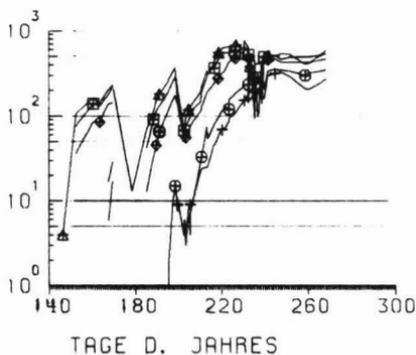
SAUGSPANNUNGEN
MOOR OST/F1

REIHE 1

TIEFE

1 2 3 4 5 6

△ □ ◇ ○ + ▽



SAUGSPANNUNGEN
FICHTE (F3)

REIHE 1

TIEFE

1 2 3 4 5

△ □ ◇ ○ +

Abb. 27 (oben): Jahrgang der Saugspannungen in F1.
Meßtiefen: 1 = 20, 2 = 45, 3 = 75, 4 = 130,
5 = 180, 6 = 205 cm.

Abb. 28 (unten): Jahrgang der Saugspannungen in F3.
Tiefen wie in Abb. 27.

Im Feld "Moor Ost" (Abb. 27) zeigten die Tensiometer zu Beginn des Meßzeitraums (Mai/Juni, 145. - 170. Tag) Saugspannungen nur in 20 bis maximal 75 cm Tiefe sowie an der Profilbasis bei 205 cm an. Nach den starken Niederschlägen (ca. 88 mm) vom 172. - 175. Tag wurden keine Messungen durchgeführt; entgegen der Darstellung waren die Saugspannungen mit Sicherheit wieder unter den Nullpunkt gesunken (vgl. Anstieg der Potentiale in den Piezometern, Abb. 23). Erst in der längeren trockenen Periode im Juli (ca. 200. - 226. Tag) erreichten die Saugspannungen in fast allen Tiefen ihr Maximum, wobei aber immer noch Werte nahe null auftraten (vgl. Piezometer, Abb. 23). Die geringe Transpiration der Vegetation im Meßfeld 1 (Gräser) im Vergleich zu den Fichten (s.u.) geht aus dem sich auf einem mittleren Niveau fortsetzenden Potentialverlauf bei gleichmäßig verteilten, nicht sehr hohen Niederschlägen bis zur Einstellung der Messungen im Oktober hervor.

Mit der Erhöhung der Saugspannung und dem Absinken des Wassergehalts geht eine Reduktion der Wasserbewegung einher, da mit steigender Saugspannung die Leitfähigkeit abnimmt (Abb. 40 - 42). Die Saugspannungen können damit als ökologisches Maß für die Wasserversorgung der Pflanzen angesehen werden. Der Wasservorrat eines flach durchwurzelten Bodenbereiches (bei Gräsern und Fichten) ist schnell erschöpft, und die Wasserbewegung zu den Wurzeln geht bei höheren Saugspannungen nur noch sehr langsam vor sich.

Zu beachten ist in Abb. 27 der fast gradlinige Verlauf der Saugspannungen ($\Psi \sim 10$ cm) in der größten Tiefe (205 cm). Dieses Tensiometer befand sich offensichtlich im Staukörper, der während des ganzen Jahres ungesättigt ist, wie einzelne Stichproben außerhalb der Meßperiode zeigten.

Aus der Darstellung der hydraulischen Potentiale im Tensiometerfeld "Moor Ost" (Abb. 29) geht hervor, daß sich nach größeren Niederschlägen in den oberen Schichten ein abwärts gerichteter Gradient ausbildet (z.B. 119. - 205. Tag), der in größerer Tiefe (130 - 205 cm) ständig etwa bis zum 230. Tag vorhanden ist. Die danach gefallenen Niederschläge sind offensichtlich zunächst bis in 180 cm Tiefe vorgedrungen. Erst ab 248. Tag zeigt sich in den Potentialen wieder eine steigende Tendenz. Vermutlich ist der Boden in diesem Bereich nur wenig homogen, da die Werte der 3 Tensiometer stärker als in anderen Meßtiefen streuen. Die in den Ganglinien der Potentiale sichtbare "Senke" für das Bodenwasser in 180 cm Tiefe im Spätsommer dürfte daher auf einen engen Bodenbereich begrenzt sein.

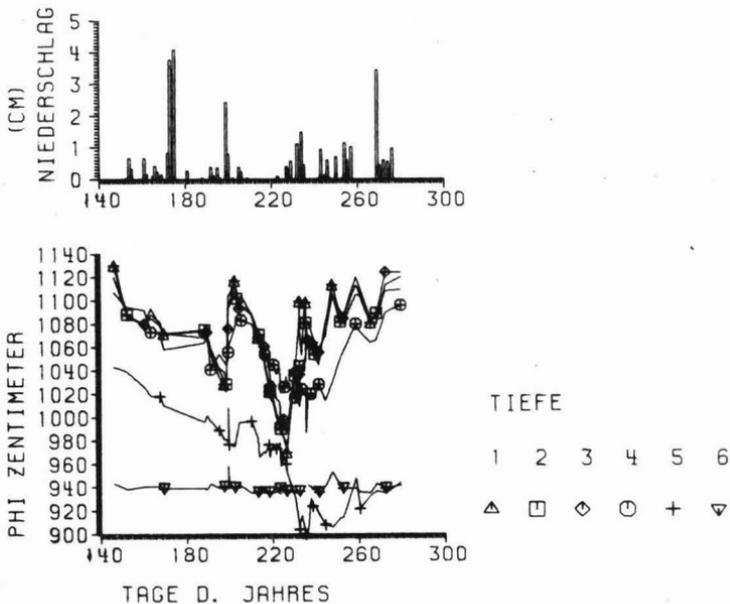


Abb. 29: Jahresgang der hydraulischen Potentiale in F1 (Tiefen wie Abb. 27).

Die halblogarithmisch aufgetragenen Saugspannungen im Fichtenbestand (F3, Abb. 28) zeigen für den Anfang der Meßzeit die gleiche Tendenz wie in F1, allerdings fehlen aufgrund der Darstellungsweise die Werte unter null, und die größte Tiefe von 205 cm ist hier nicht benutzt worden. Die Piezometer (nicht dargestellt) zeigten jedoch bei 200 cm Tiefe fast nie freies Wasser (und dann nur mit sehr geringen Potentialen) an, was auf einen ähnlichen Aufbau des Mineralbodens in beiden Feldern mit einem Staukörper in größerer Tiefe (unterhalb ca. 2 m) schließen läßt. Die große Transpirationsfähigkeit der Fichten kommt in den hohen Saugspannungen im Sommer (teilweise bis zur Anzeigegrenze) zum Ausdruck.

Die Anordnung der Tensiometer (und Piezometer) übereinander läßt im Mineralboden meist eine deutlich nach unten gerichtete Komponente des Gradienten erkennen (Abb. 23, 25, 29). Durch die Messungen in zwei parallel zu den seitlichen Hängen angelegten Reihen wird eine überwiegend in Richtung auf die Moormitte weisende Komponente des Gradienten sichtbar (hier nicht dargestellt, vgl. Kap. 5.3.). Die horizontale Komponente des Gradienten verschwindet unter den Fichten während der Vegetationszeit, da die Hangwasserbewegung infolge der Transpiration des Baumbestandes zum Erliegen kommt.

Die unter dem Torfkörper eingebauten Tiefentensiometer zeigten stark schwankende Werte an, deren Ursachen (hohe Vorspannung, dadurch hervorgerufene Entgasung von Wasser und Quecksilber, häufig notwendige Störungen durch Entlüften) in Kap. 4.1.3.3. näher erläutert sind. Diese Schwankungen traten in allen Geräten auf. Aus den Meßwerten der 2 Parallelen an jedem Meßpunkt (Abb. 19) wurden zunächst Mittelwerte der Saugspannungen für jede Tiefe berechnet und die daraus gebildeten Zeitreihen geglättet (Abb. 30); die geglättete Kurve wird für die weitere Auswertung benutzt.

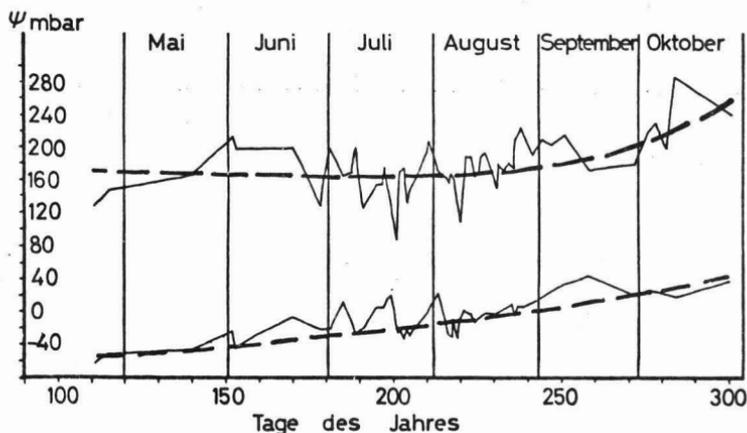


Abb. 30: Jahresgang bei den Tiefentensiothern.

Obere Kurven = Gruppe I 4 m; untere Kurven =
Gruppe I 5 m;

———— = Meßwerte; - - - - - geglättete Ganglinie.

Diese Zeitreihe weist eine mit der Zeit etwas ansteigende Tendenz auf. Infolge der Grundwasserabsenkung im Moorkörper und der dadurch bedingten Druckabnahme an der Torfschle dürfte die Versickerung und damit der Wassergehalt des Mineralbodens etwas verringert werden. Bei der Einteilung des Jahresgangs in die quasistationären Perioden (Tab. 3 in Kap. 5.2.) ergeben sich für die Tiefentensiother fast konstante Werte.

Abb. 30 zeigt die Saugspannungen des Meßpunkts I (vgl. Abb. 19), bei dem das 4 m-Tensiother relativ nahe an der Torfschle bzw. der Übergangsschicht zwischen Torf und Mineralboden liegt (vgl. Kap. 4.3.2.4.). Dieses kommt in den niedrigen Werte in dieser Tiefe ($\psi \sim 0$) zum Ausdruck. Der nach unten gerichtete Gradient beträgt ca. 3.

Die 4m-Tensiometer der anderen Gruppen sind etwas weiter von der Torfsohle entfernt als in Gruppe I. Hier ändert sich die Saugspannung (> 200 cm WS) nicht mehr mit zunehmender Tiefe (Abb. 31), so daß sich hier ein Gradient um 1 ergibt.

Ein Vergleich dieser Ergebnisse mit den oben dargestellten Saugspannungen an Moorflanke und -rand zeigt, daß in beiden Profilen in größerer Tiefe Saugspannungen auftreten, die vermutlich eine zusammenhängende Zone unterhalb der Torfaufgabe im Staukörper bilden.

Der hier auftretende abwärts gerichtete Gradient (s.o.) zeigt, daß eine Versickerung aus dem Torf in den Mineralboden stattfindet.

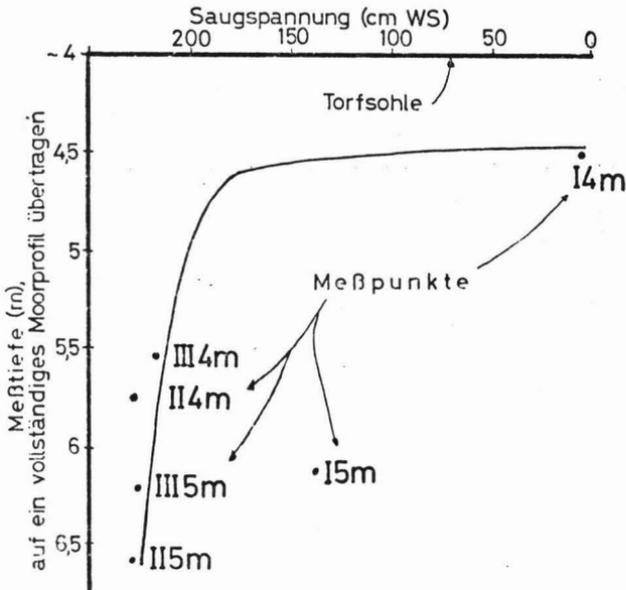


Abb. 31: Saugspannung unter dem Torf in Abhängigkeit vom Abstand zur Torfsohle. Mittelwerte der geglätteten Zeitreihen.

5.2.1.3. Vergleichende Darstellung einiger Zeitreihen

In Abb. 32 sind die Jahresgänge von:

Niederschlag (Freiland),

Grundwasser,

einer Piezometergruppe im Moor,

Tensiometern sowie Piezometern im Mineralboden

dargestellt. In diese Übersicht wurde auch eine Balken-

darstellung des Abflusses aufgenommen, die die Messungen

des in Kap. 5.3.3. beschriebenen Meßwehrs zeigt. Die

Niederschlagsereignisse beeinflussen den Gang der in

der Moormitte gelegenen Piezometer wenig. Am Rand der

Torfbank dagegen ist deutlich die Tendenz zu einer

stetigen Abnahme der Potentiale im Sommer und zum Um-

kehren der vertikalen Komponente des Gradienten in den

oberen Torfschichten zu erkennen, wenn die Potentiale in

2 m höher werden als in 1 m Tiefe (150. bis 200. Tag)

oder die Kurven zwischen dem 200. und 270. Tag überein-

ander verlaufen. In solchen Zeiten existiert im Boden

eine hydraulische Wasserscheide, die über oder unter

der 2. Piezometertiefe liegt.

In den mehrfach zitierten umfassenden Wasserhaushalts-

untersuchungen von Baden und Eggelsmann (1964), Schmeidl

et al. (1970) sowie Uhden (1972) wurden keine Potential-

messungen durchgeführt. Ein Vergleich der Ergebnisse

dieser Arbeiten mit den eigenen aus dem Mecklenbruch

zeigt, daß der mit den Niederschlägen in Zusammenhang

stehende Gang der Abflüsse (Wehrmessungen) und der Grund-

wasserschwankungen in unkultivierten Flachlandmooren

(Baden und Eggelsmann 1964), Alpenrandmooren (Schmeidl

et al. 1970) und Gebirgsmooren (Uhden 1972; eigene Unter-

suchungen) ein übereinstimmendes Verhalten zeigt:

in Zeiten geringer Verdunstung reagiert der Abfluß un-

mittelbar auf Niederschläge; je höher die Niederschlags-

intensität, desto höher auch die Abflußrate. Der Grund-

wasserspiegel bleibt weitgehend unbeeinflußt, wenn er

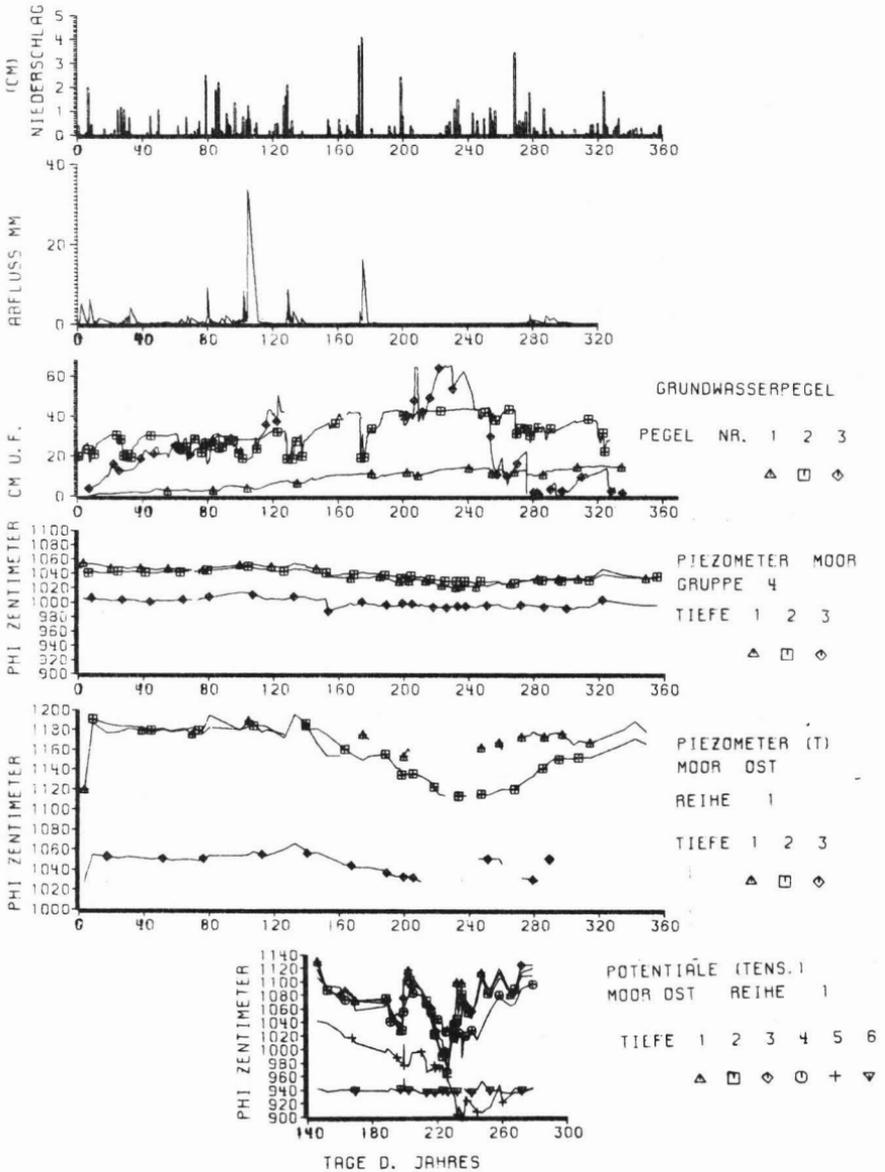


Abb. 32: Darstellung der Jahresgänge aus Niederschlag, Abfluß (Meßwehr), Grundwasserpegeln, Piezometern, Tensiometern.

hoch steht. In der trockenen Jahreszeit erreichen kleine Niederschläge gar nicht das Grundwasser, sondern verdunsten wieder durch Interzeption von den Pflanzenoberflächen oder durch Evaporation von der Mooroberfläche oder werden durch die Vegetation transpiriert. Abfluß und Erhöhung des Grundwasserspiegels tritt in dieser Zeit nur bei stärkeren oder länger anhaltenden Niederschlägen auf.

Die Potentiale im Mineralboden zeigen im Sommer abhängig von der Vegetation eine verschieden stark ausgeprägte Austrocknung des Mineralbodens (Tensiometer- und Piezometerganglinien). Der Einfluß der Transpiration der Fichten spiegelt sich deutlich in den Saugspannungen in allen Tiefen im Spätsommer bei starker Verringerung des abwärts gerichteten Gradienten wider. Die Wasserzufuhr aus Niederschlägen beeinflusst die Potentiale des Bodenwassers mit zunehmender Verzögerung in größerer Tiefe, wobei die Sommerniederschläge oft nur wenig in den Boden eindringen. Wir haben es an den Moorrändern mit Pseudogleyen zu tun (Abb. 15 - 16), die durch einen unausgeglichene Wasserhaushalt gekennzeichnet sind: Im Winter ist der Boden oft bis nahe an die Oberfläche gesättigt (Piezometermessungen sowie Beobachtungen der Profilgruben), während im Sommer das Profil bis in große Tiefen austrocknet (Abb. 28), so daß die ausreichende Wasserversorgung des Fichtenbestandes aus den Niederschlägen nicht immer gewährleistet ist, zumal auch der Hangwasserzuzug geringer wird. Im benachbarten Windwurf (F2) trocknete das Profil dagegen nicht aus; der Boden war meist bis etwa 1 m unter Flur gesättigt. Da der Aufbau des Bodenprofils an den Moorflanken dem der Moorränder ähnlich ist (Abb. 15 und 16), setzen sich hier die an den Moorrändern beobachteten Wasserhaushaltsverhältnisse fort: Im Feld F1 ist der Boden wie in F2 im Winter voll gesättigt und im Sommer kurze Zeit grundwasserfrei. In den hier auftretenden hydromorphen

Böden werden bei zunehmend extremen Verhältnissen (noch länger anhaltende hohe Wassersättigung des Bodens) die Voraussetzungen für die Entstehung von Mooren immer günstiger.

5.2.2. Bodenhydrologische Grundfunktionen

5.2.2.1. Saugspannungs-Sättigungs-Beziehungen und Porenraumgliederung

Nach dem im Kap. 4.2.1. beschriebenen Verfahren wurden im Labor die Saugspannungs-Sättigungs-Beziehungen ermittelt. Dazu waren Proben aus 4 Stellen im Untersuchungsgebiet genommen worden:

1. Piezometerfeld im Moor (PMM),
2. Tensiometerfeld "Moor Ost",
3. Tensiometerfeld "Fichte",
4. Abtorfung (nahe Piezometerfeld im Moor) am Grundwasserspiegel 3.

Abb. 33 - 35 stellen die Saugspannungs-Sättigungs-Beziehungen der untersuchten Profile dar.

In Abb. 33 ist die Kurvenschar des Mineralbodenprofils im Meßfeld F1 wiedergegeben. Auf den ersten Blick ist deutlich die Abnahme des Gesamtporenvolumens mit der Tiefe zu erkennen (Kurvenschnittpunkte mit der Ψ -Achse). Im Verlauf der Kurven zu höheren Saugspannungen werden die Unterschiede zwischen den Porenvolumina der einzelnen Horizonte immer kleiner.

Aus der Bündelung der die Torfaufgabe (0 - 5, 15 - 20 und 25 - 30 cm Tiefe), die Lößfließerde (40 - 45 und 55 - 60 cm) sowie die Buntsandsteinfließerde (80 - 85 und 115 - 120 cm) charakterisierenden Saugspannungs-Sättigungs-Beziehungen geht das unterschiedliche Wasserspeichervermögen der 3 Substrate hervor, das sprunghaft mit der Tiefe abnimmt, wenn das Bodenmaterial wechselt.

Ein ähnliches Bild zeigt der Mineralboden unter dem Torf (Abb. 34), der in einem Torfstich untersucht wurde. Der

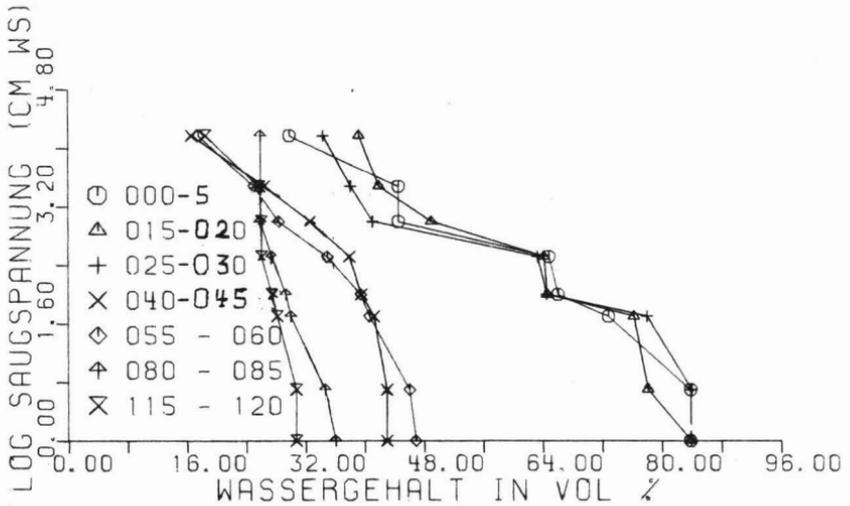


Abb. 33: Saugspannungs-Sättigungs-Beziehung im Meßfeld F1

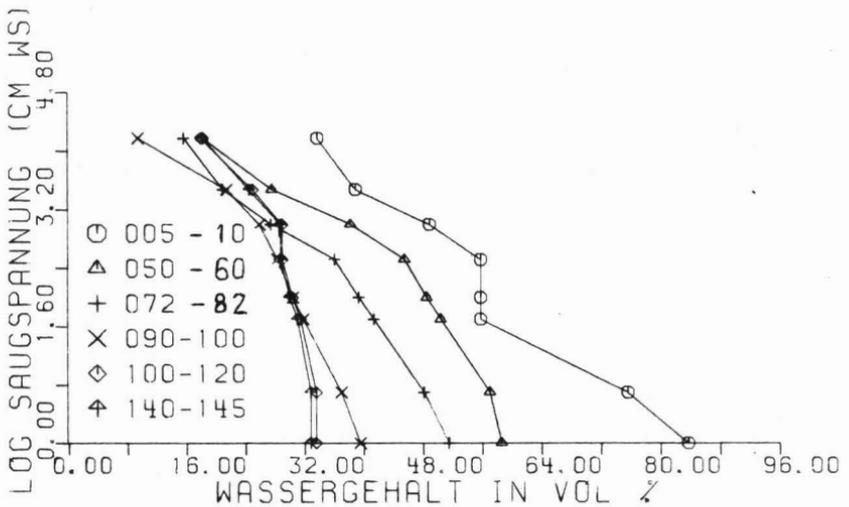


Abb. 34: Saugspannungs-Sättigungs-Beziehung in der Moormitte (Mineralbodenprofil in einer Abtorfung)

Resttorf (5 - 10 cm) an dieser Stelle ist stärker vererdet als an der Moorflanke und weist daher ein geringeres Mittelporenvolumen auf. Das Gesamtporenvolumen nimmt hier mit der Tiefe gleichmäßiger ab (Kurven aus 50 - 100 cm Tiefe), weil die Bodenhorizonte weniger gegeneinander abgegrenzt sind. Die hier erfolgte Ablagerung des Erosionsmaterials von den Hängen (Kap. 3.2.) sorgte für einen weniger scharfen Wechsel zwischen den Substraten. Weiter unten verlaufen die beiden an Proben aus 100 - 145 cm Tiefe (entsprechend ca. 70 - 110 cm unter der Torfsohle) bestimmten sehr steilen Saugspannungs-Sättigungs-Beziehungen parallel, was einen gleichmäßigen Aufbau des Bodens unterhalb der größten untersuchten Tiefe vermuten läßt.

Im Torfprofil (Abb. 35) verlaufen die Kurven weitgehend parallel, d.h. hier ändert sich die Gliederung des Porenraums im Gegensatz zum Mineralboden nur wenig mit der Tiefe.

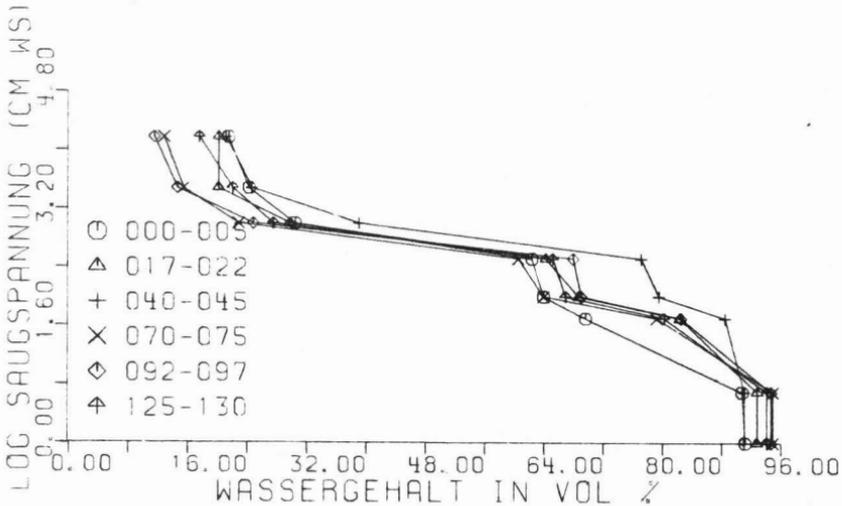


Abb. 35: Saugspannungs-Sättigungs-Beziehung im Torfprofil

Die Saugspannungs-Sättigungs-Beziehungen weisen den für Torfe typischen Verlauf auf: Das Substanzvolumen beträgt meist unter 10 %; sehr grobe Poren ($>600\mu$) sind kaum vorhanden; die Mittelporen nehmen den größten Anteil des Bodenraums ein; der Anteil des Totwassers ist wieder recht klein. Die Unterschiede zwischen den pF-Kurven sind vermutlich auf ungleichmäßige Zusammensetzung und Zersetzungsgrade der Torfe sowie - nahe der Mooroberfläche - auf den Einfluß der heutigen Vegetation zurückzuführen. Mit wachsender Tiefe macht sich wohl auch der steigende Druck der oberen Torfschichten in einer zunehmenden Dichtlagerung bemerkbar.

Torfe, die nur in dünner Schicht auf dem Mineralboden lagern - oft als Resttorfe in Torfstichen - weisen ein höheres Substanzvolumen auf als die Torfe aus dem vollständigen Moorprofil (Abb. 33 - 35), da hier mehr Mineralboden in den Torf eingemischt ist.

Abb. 36 und 37 stellen die Verteilung der Poren in den Bodenprofilen dar; hier sind als Beispiele das Torfprofil (Abb. 36) und das Profil in der Moormitte im Torfstich (Abb. 37) wiedergegeben. Beide Diagramme zusammen würden - ergänzt um die nicht untersuchten tieferen Moorschichten - ein vollständiges Profil aus Torf und Mineralboden ergeben. Das Grobporenvolumen ($>30\mu$) im Torf ist in der Tiefe ungleichmäßig verteilt, ohne daß eine eindeutige Tendenz zu einer Zu- oder Abnahme dieser Porenfraktion mit der Tiefe erkennbar ist. Im Mineralbodenprofil nimmt dagegen der Grobporenanteil mit der Tiefe fast gleichmäßig ab. Das gleiche Bild zeigen die Mittelporen ($0,2 - 30\mu$) in beiden Profilen, während die Feinporen ($<0,2\mu$) im Torfprofil ihren Anteil am Porenvolumen nach unten verringern. Im Mineralbodenprofil ist der Anteil der Feinporen im vererdeten Torf sehr hoch (ca. 40 % des Porenraums), um nach einem Minimum in den fg_r -Horizonten im fg_{rd} -Horizont mehr als die Hälfte des Porenraums einzunehmen. Das Substanzvolumen im Torf ändert sich mit der Tiefe nur wenig,

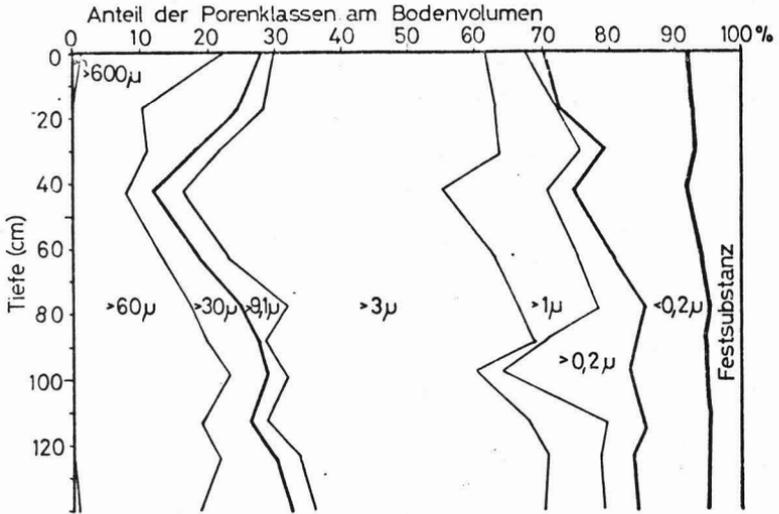


Abb. 36: Porenverteilung im Torfprofil (nach Abb. 33)

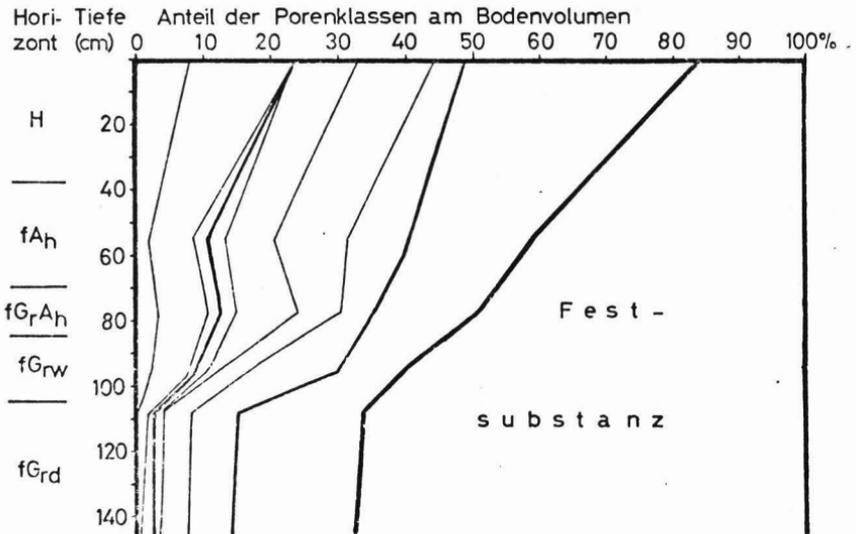


Abb. 37: Porenverteilung im Mineralbodenprofil (nach Abb. 32)

während es im Mineralboden nach unten stark zunimmt. Erst im fG_{rd} -Horizont bleiben die Relationen der verschiedenen Porenfraktionen untereinander und zum Substanzvolumen gleich.

Das Wasserspeichervermögen des Torfs ist sehr hoch: aus dem Anteil Mittelporen ($>40\%$) kann die Vegetation mit Wasser versorgt werden. Hieraus sollten jedoch keine Schlüsse auf die ausgleichende Funktion des Moors im Wasserhaushalt gezogen werden: Sobald der Speicherraum gefüllt ist, werden überschüssige Wassermengen sofort wieder abgegeben.

5.2.2.2. Leitfähigkeit im Torf

Über die gesättigte Leitfähigkeit von Torfen liegen in der Literatur zahlreiche Angaben vor. In der Abb. 38 sind einige Meßwerte aus Flachland-, Alpenrand- und Gebirgsmooren anderer Autoren und die Ergebnisse eigener Messungen zusammengestellt.

Ein Vergleich dieser k_s -Werte zeigt, daß die horizontale Leitfähigkeit in Flachlandmooren in der Regel höher ist als in Gebirgsmooren. Moore des Voralpengebiets nehmen eine Zwischenstellung ein.

Das in Abb. 38 angegebene Gebirgsmoor (Brockenfeldmoor) hat mit 8 cm/Tag (Mittelwert) eine Leitfähigkeit, die den bei der vorliegenden Untersuchung ermittelten k_s -Werten in der Größenordnung entspricht.

Alle angegebenen Werte aus anderen Mooren geben die horizontale Leitfähigkeit an. Die im Mecklenbruch nach dem in Kap. 4.3.2.1. gezeigten Verfahren berechneten vertikalen liegen mit 0,08 cm/Tag wesentlich niedriger als die horizontalen k_s -Werte (vgl. Bartels und Kuntze 1973).

Ungesättigte Leitfähigkeitswerte für Torfe sind bisher seltener gemessen worden. Bartels und Kuntze (1973) untersuchten Torfe unterschiedlichen Zersetzungsgrades sowohl

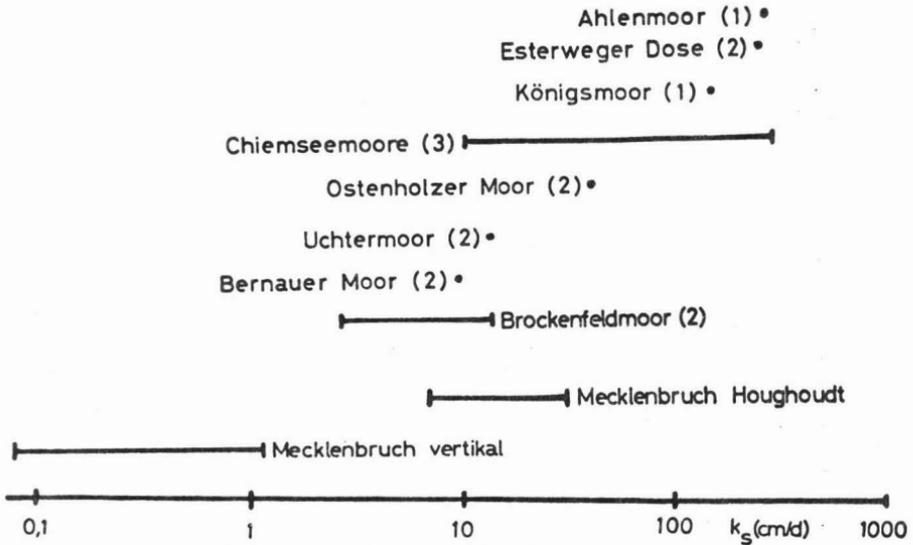


Abb. 38: Gesättigte Leitfähigkeit in Torfen aus eigenen Messungen und Literaturangaben: (1) nach Baden und Eggelsmann (1964), (2) nach Uhdén (1972), (3) nach Schmeidl et al. (1970).

in horizontaler als auch in vertikaler Richtung und fanden, daß mit zunehmender Saugspannung der Einfluß des Zersetzungsgrades auf die Anisotropie abnimmt. Renger et al. (1976) stellen einige Beispiele für Flachland-Hoch- und -Niedermoortorfe dar. Nach ihnen nimmt in Hochmoortorfen im Saugspannungsbereich von 10^0 bis 10^4 cm WS die Leitfähigkeit von 10^1 bis 10^2 auf 10^{-4} bis 10^{-7} cm/Tag ab. Aus dem Mecklenbruch wurden in 0 - 30 und 30 - 60 cm Tiefe entnommene Torfe, Zersetzungsgrad H5 - H6, untersucht. Bei einem an die Saugplatten angelegten maximalen Unterdruck von 300 cm WS entstanden in den Proben keine höheren Saugspannungen als 80 cm WS.

Die k_u - Ψ -Beziehungen aus dieser Untersuchung sind in Abb. 39 dargestellt. Sie wurden mit der in Kap. 4.2.2.4. beschriebenen automatisierten Meßanordnung bestimmt. In die Proben waren in 3 Tiefen je 2 Tensiometer eingesetzt.

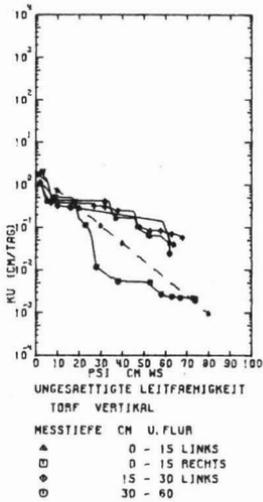


Abb. 39: Ungesättigte vertikale Leitfähigkeit im Torf.
 ————— = Messungen;
 - - - - - = idealisierte Beziehung

Die Abbildung stellt die so gewonnenen parallelen Meßreihen für den oberen Teil der ersten Probenahmetiefe in den mit "0 - 15 cm links" bzw. "rechts" bezeichneten Kurven dar. Eine Kurve ist für den unteren Teil derselben Tiefe ("15 - 30 cm links") und eine für die untere untersuchte Torfschicht wiedergegeben. Die Leitfähigkeit der beiden Tiefen unterscheidet sich nur wenig; lediglich die Kurve für 0 - 15 cm rechts weicht von den anderen Werten vermutlich infolge kleinräumiger Inhomogenitäten im Torf (Hohlräume) stärker ab.

Für spätere Auswertungen (Kap. 5.3.) wurde aus den Leitfähigkeitsbeziehungen eine Kurve über die beiden Tiefen gemittelt, die die Form

$$k_u = e^{0,6657 - 0,0951\psi} \quad (21)$$

hat und in Abb. 39 gestrichelt ist.

5.2.2.3. Leitfähigkeit im Mineralboden

Für die Quantifizierung der Wasserhaushaltskomponenten ist die Leitfähigkeit des Mineralbodens unter dem Torf, an den Moorflanken sowie in den seitlich angrenzenden Hängen von großer Bedeutung (Kap. 2 und 4.1.1.).

Abb. 40 - 42 stellen die aus Labor- und aus Feldmessungen bestimmten k_u - Ψ -Beziehungen dar. In den Laborkurven sind die in der Untersuchungsmethode begründeten Schwankungen (Kap. 4.2.2. und 4.3.3.2.) geglättet worden.

Oft unterscheiden sich die Gelände- von den Laborkurven (vgl. genannte Abbildungen). Die Abweichungen sind in den verschiedenen Verfahren begründet. Die Feldmessungen entsprechen dabei eher der Realität: Hier tritt nur selten eine ununterbrochene Entwässerung oder Aufsättigung des Bodens über große Saugspannungs- bzw. Wassergehaltsbereiche ein. Sobald aber die Richtung der Wassergehaltsänderung umgekehrt wird, wirkt sich die Hysterese auf die ungesättigte Leitfähigkeit aus. Im natürlichen Bodengefüge vorhandene Lufteinschlüsse behindern die Wasserbewegung; diese Luft kann aus Proben geringeren Volumens entweichen. In den Proben ist daneben die Kontinuität der Wasserleitbahnen an vielen Stellen (Probenränder und Schnittflächen) verändert. Außerdem kann jede Störung, die der Probe bei der Entnahme zugefügt wird, Einfluß auf die Wasserleitfähigkeit haben.

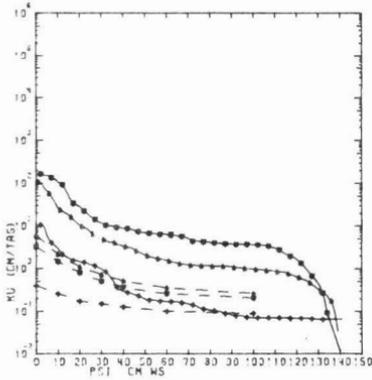
Die genannten Faktoren bewirken eine Erhöhung der im Labor gemessenen Leitfähigkeit gegenüber den Feldwerten. Meist reichen jedoch die Geländemessungen nicht aus, um eine vollständige k_u - Ψ -Beziehung zu ermitteln (Kap. 4.3.2.2.). Zur Feststellung des Verlaufs der gesuchten Beziehung ist es daher zweckmäßig, Leitfähigkeitsmessungen im Labor vorzunehmen. Die Werte aus Labor- und Feldmessungen können meist durch eine parallele Verschiebung der Laborkurven zur Deckung gebracht werden.

Für das Tensiometerfeld F1 stimmten die Kurven (Abb. 40) nur in einem Falle einigermaßen überein. Das ist auf die Untersuchungsmethode im Labor zurückzuführen: Diese Proben gehörten zur ersten Serie, bei der zu Beginn der Messung sofort der endgültige Unterdruck angelegt wurde. Die mangelhafte Übereinstimmung der Labor- und Feldmessungen stützt die Vermutung, daß bei der einstufigen Entwässerung der Gültigkeitsbereich des Darcy-Gesetzes überschritten wurde (Hillel 1971; Kap. 4.2.2.1.).

An den Proben aus dem Feld "Fichte" F3 war die Leitfähigkeit (Abb. 41 und 42) mit der verbesserten stufenweisen Entwässerungsmethode (Kap. 4.2.2.4.) untersucht worden. Ein Vergleich der Laborkurven aus F2/F3 mit den Feldwerten aus F1 ergab fast in allen Fällen eine sehr gute Übereinstimmung, denn auch Bohrungen zeigten, daß die Bodenprofile beider Meßfelder im Mineralbodenbereich sehr ähnlich sind. Aus diesem Grunde wurden die Werte aus F2/F3 für die Analyse aller Bodenwasserbewegungen am Rand des Moores benutzt.

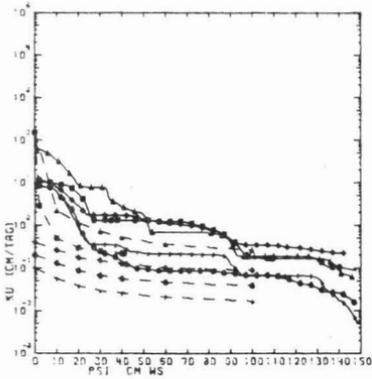
Deutliche Unterschiede zwischen den horizontalen (Abb. 41) und vertikalen (Abb. 42) Leitfähigkeitswerten aus den Laboruntersuchungen bei F2/F3 konnten nicht festgestellt werden, so daß für den Mineralboden davon ausgegangen wird, daß keine Anisotropie vorliegt.

Die k_u - Ψ -Beziehungen für den Mineralboden unter dem Torf sind in Abb. 43 aufgezeichnet. Die mit Hilfe der Tiefentensiometer ermittelte Beziehung enthält für gesättigte Bedingungen die in einem ähnlichen Bodenprofil bestimmten Leitfähigkeitswerte des Piezometermeßfeldes an der Westseite des Moores (PMD). Diese Beziehung entspricht weitgehend der mit der weiterentwickelten Meßanordnung bestimmten Kurve. Das Ergebnis zeigt, daß diese Anlage die natürlichen Verhältnisse besonders gut wiederzugeben vermag.



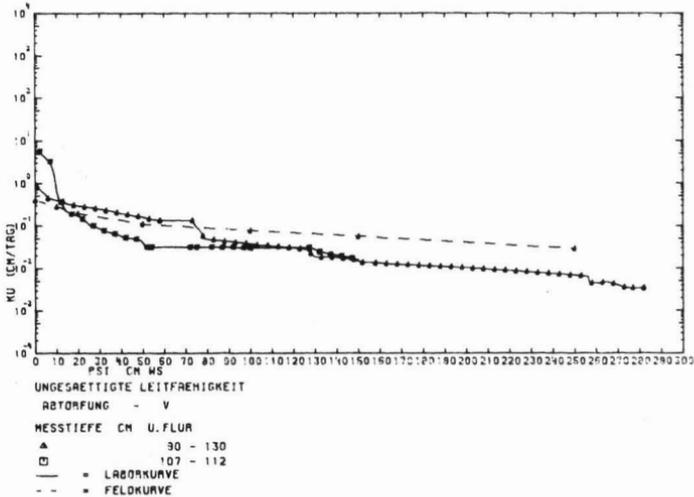
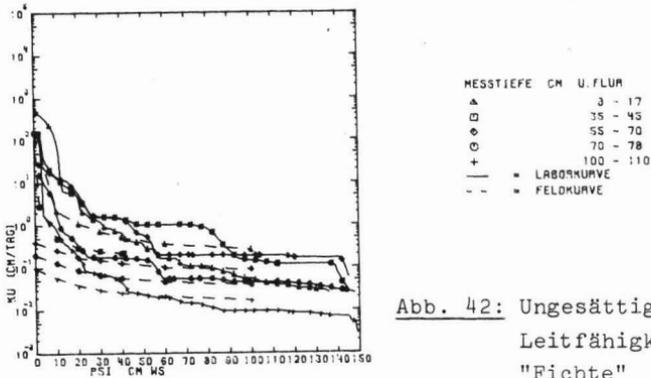
MESSTIEFE CM U. FLUR
 ▲ 35 - 60
 ■ 60 - 70
 ● 70 - 100
 — = LABORKURVE
 - - = FELDKURVE

Abb. 40: Ungesättigte Leitfähigkeit im Feld "Moor Ost"



MESSTIEFE CM U. FLUR
 ▲ 8 - 17
 ■ 34 - 47
 ● 53 - 66
 ○ 70 - 78
 + 85 - 102
 — = LABORKURVE
 - - = FELDKURVE

Abb. 41: Ungesättigte horizontale Leitfähigkeit im Feld "Fichte"



5.2.2.4. Leitfähigkeit zwischen Torf und tiefem Mineralboden

Die Leitfähigkeit in der Übergangsschicht wurde nach dem in Kap. 4.3.2.4. gezeigten Verfahren bestimmt. Für eine durchschnittliche Versickerungsrate (bezogen auf die Jahresmenge, Kap. 5.3.1.) von 0,36 mm/Tag und eine Schichtmächtigkeit von 150 cm ergibt sich als Leitfähigkeitsfunktion

$$k_u = e^{-0,037 \Psi} \quad (22)$$

die in Abb. 44 dargestellt ist.

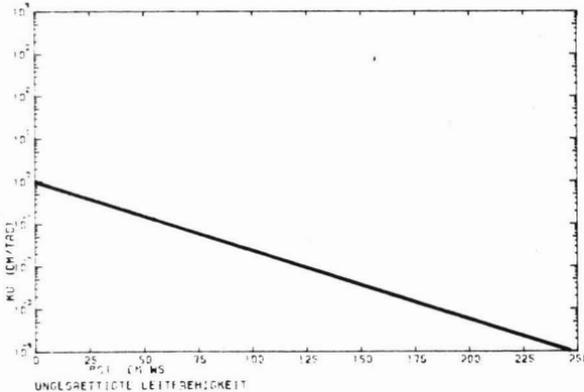


Abb. 44: Ungesättigte Leitfähigkeit in der Übergangszone zwischen Torf und Mineralboden.

Für gesättigte Bedingungen ($\Psi = 0$) ergibt sich aus dieser Beziehung eine Leitfähigkeit von 1 cm und für das untere Ende der Übergangszone bei einer Saugspannung von 230 cm WS (Meßwerte der Tiefentensiometer) von $2,01 \times 10^{-4}$ cm/d. Die Abnahme der Leitfähigkeit mit größerer Saugspannung ist mit einer Erhöhung des Gradienten verbunden, so daß sich zwangsläufig eine konstante Flußrate ergeben muß. Ein Saugspannungsprofil, das aus den gemessenen Werten im Torf und Mineralboden sowie aus der Leitfähigkeitsfunktion (22) für die Übergangsschicht ermittelt wurde, zeigt Abb. 45. An der Basis der Übergangszone steigt die Saugspannung mit der Tiefe sehr stark an, so daß sich besonders in den tieferen, durch Tensiometermessungen erfaßten Schichten außerordentlich hohe Gradienten ergeben. Der Knick an der Grenze zum tieferen Mineralboden, wo der Gradient 1 beträgt, ist in der Natur vermutlich nicht so scharf; die Meßwerte (Abb. 31) zeigen jedoch, daß diese idealisierte Beziehung den natürlichen Verhältnissen sehr nahe kommt.

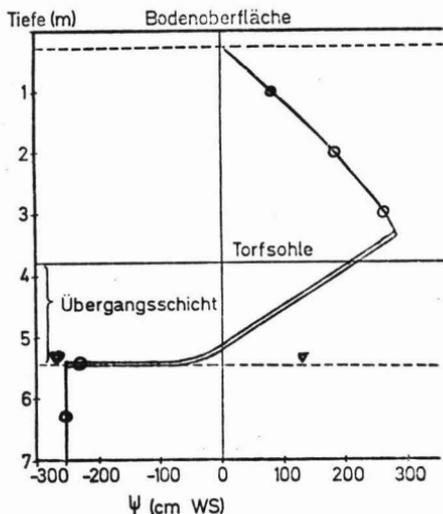


Abb. 45: Potentiale im vollständigen Profil.

x-Achse = Saugspannung bzw. piezometrische Potentiale (cm WS); y-Achse = Tiefe unter Flur (cm);

--∇-- = Grundwasseroberfläche; o = Meßwerte; == = Saugspannung in der Übergangszone.

5.3. Potentiale und Wasserbewegung

Zur quantitativen Ermittlung der Wasserbewegung in der Strömungsregion muß die Verteilung der hydraulischen Potentiale bekannt sein (vgl. Kapitel 2.2.).

Die Potentiale verändern ihre Werte in Abhängigkeit von Zeit und Raum. Der Raum, in dem die Wasserbewegung stattfindet, wird mit einem dreidimensionalen Koordinatensystem beschrieben; dessen Achsen verlaufen:

1. entlang der Moorachse,
2. quer zur Moorachse,
3. vertikal.

Um den Aufwand für die Bestimmung der Wasserflüsse aus den Potentialen zu reduzieren, läßt sich die Zeitreihe durch Zusammenfassung zu Perioden vereinfachen, in denen gleichmäßige Zustände angenommen werden. Innerhalb solcher Perioden werden die Potentiale als konstant angesehen.

Die vorliegenden Meßergebnisse können für einen 12 Monate umfassenden Zeitraum in 5 Perioden eingeteilt werden.

Tabelle 2 gibt an, wie die Zeitabschnitte charakterisiert werden. Für jede dieser Perioden wurden Potentiale und Gradienten aus den Einzelmessungen zu gewichteten Mittelwerten zusammengefaßt.

Abb. 46 zeigt die für die Piezometergruppen 4 und 7 nach dem in Kap. 4.3.1. beschriebenen Verfahren bestimmten horizontalen Gradienten für 1 m Tiefe, die sich als Resultierende der beiden horizontalen Richtungen ergeben.

Randeinflüsse (Torfkanten, Unebenheiten der Oberfläche) bewirken in der dargestellten Tiefe, daß die Pfeile nicht genau in die gleiche Richtung weisen; eine Ausrichtung auf die Moorkängsachse ist jedoch unverkennbar. Mit zunehmendem Abstand von der Mooroberfläche sind die Pfeile stärker gebündelt und verlaufen in 3 m Tiefe weitgehend parallel zur Längsachse. Zu den Torfrändern hin sinkt der Grundwasserspiegel, so daß der Gradient mit der

Tabelle 3: Einteilung der Perioden 1975

Nummer	von	bis	Tage	Merkmale
I	1.1.	20.5.	140	Hoher Anteil der Niederschläge an der Jahressumme; Piezometer ohne große Schwankungen
II	21.5.	18.7.	59	Wechsel zwischen trockenen und feuchten Phasen; stärkere Schwankungen bei Piezometern und Tensiometern
III	19.7.	18.8.	31	Geringe Niederschläge; Absinken der Potentiale des Bodenwassers auf Minimalwerte
IV	19.8.	6.10.	49	Niederschläge wieder höher; Potentiale steigen wieder
V	7.10.	31.12.	86	Feuchtere Periode ohne große Schwankungen in den Piezometern

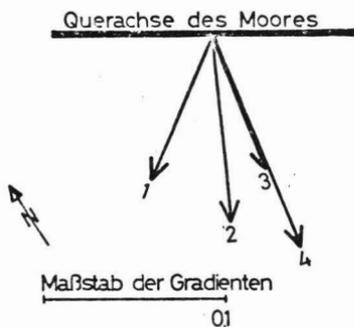


Abb. 46: Horizontale Gradienten im Torf. 1 = zwischen Gruppe 4 und 5/6, 2 = zwischen 4 und 3/6, 3 = zwischen 7 und 5/4, 4 = zwischen 7 und 3/4.

Annäherung an eine tiefer gelegene offene Wasserfläche in einer Austerung immer steiler wird.

Abb. 47 stellt den Verlauf der in 5 Piezometer-Gruppen bestimmten Isopotentiallinien in Längs- und Querrichtung dar. Die Neigung dieser Linien in der Längsrichtung ist stärker als in der Querrichtung des Moores; bei horizontaler Isotropie wie im vorliegenden Fall folgt das Wasser daher hauptsächlich der Längsrichtung.

Die Abstände der Linien werden mit zunehmender Tiefe enger, der Gradient wird also größer. Daraus ist zu erkennen, daß hier die vertikale Leitfähigkeit weiter abnehmen muß, da sich die versickernde Wassermenge nicht vergrößert. Das entspricht auch dem etwas stärkeren Zersetzungsgrad der Torfe an der Moorbasis (Abb. 3), der mit einer verringerten Leitfähigkeit verbunden ist (Baden und Eggelsmann 1963).

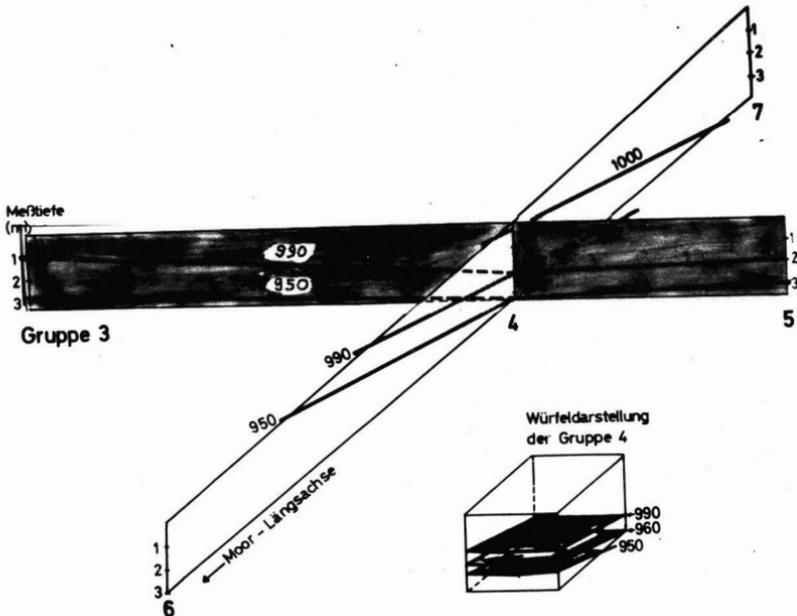


Abb. 47: Isopotentiallinien in Längs- und Querschnitt mit Würfelausschnitt des Bereichs der Kreuzung der Schnitte.

In Potentialprofilen, die die ganze Querachse des Mecklenbruchs umfassen (Abb. 48 - 51), zeigt sich, daß in der Mitte des Torfkörpers stets die kleinsten Gradienten auftreten.

In einer Strömungsregion sind die Grenzen des Bereichs wichtig, in dem gesättigtes Fließen stattfindet. Die Lage der Grundwasseroberfläche ergibt sich aus Pegel- und aus Piezometermessungen (Kap. 4.1.4.2.). Die Lage der Untergrenze der gesättigten Zone wurde bei der Berechnung der Leitfähigkeit der Übergangsschicht zwischen Torf und Mineralboden (Kap. 4.3.2.4. und 5.2.2.4.) bestimmt. An den Seiten des Torfkörpers dürfte sich der gesättigte Bodenbereich meist bis in den Hang fortsetzen, wie aus den Piezometermessungen im Feld F2 ganzjährig hervorgeht. Im Mineralboden spielt sich der weitaus überwiegende Teil der Wasserbewegung in der gesättigten Zone ab. Im ungesättigten Boden geht mit zunehmender Saugspannung die Leitfähigkeit rasch zurück (Kap. 5.2.2.), so daß sich bei höherer Wasserzufuhr gesättigte Zonen bilden.

Die hydraulischen Potentiale sind für die 2. - 4. Periode (Abb. 48 - 51) und die Saugspannungen an einem Beispiel (Abb. 52) in Querschnitten durch das Moor dargestellt (Die Potentiale der 1. Periode sind dreidimensional in Abb. 54 eingezeichnet). Die Meßfelder lagen alle nahe einer das Moor schneidenden Linie (Abb. 4). Die dort erfaßten Meßwerte wurden auf diese Schnittlinie übertragen, korrigiert um die durch den Abstand von der Schnittlinie bestimmte vertikale Abweichung.

Um eine anschauliche Darstellung zu erreichen, wurde das Profil 20fach überhöht. Bei der Konstruktion der durch die Isopotentiallinien determinierten Gradienten muß also beachtet werden, daß die horizontalen Komponenten gegen die vertikalen 20mal größer gezeichnet sind.

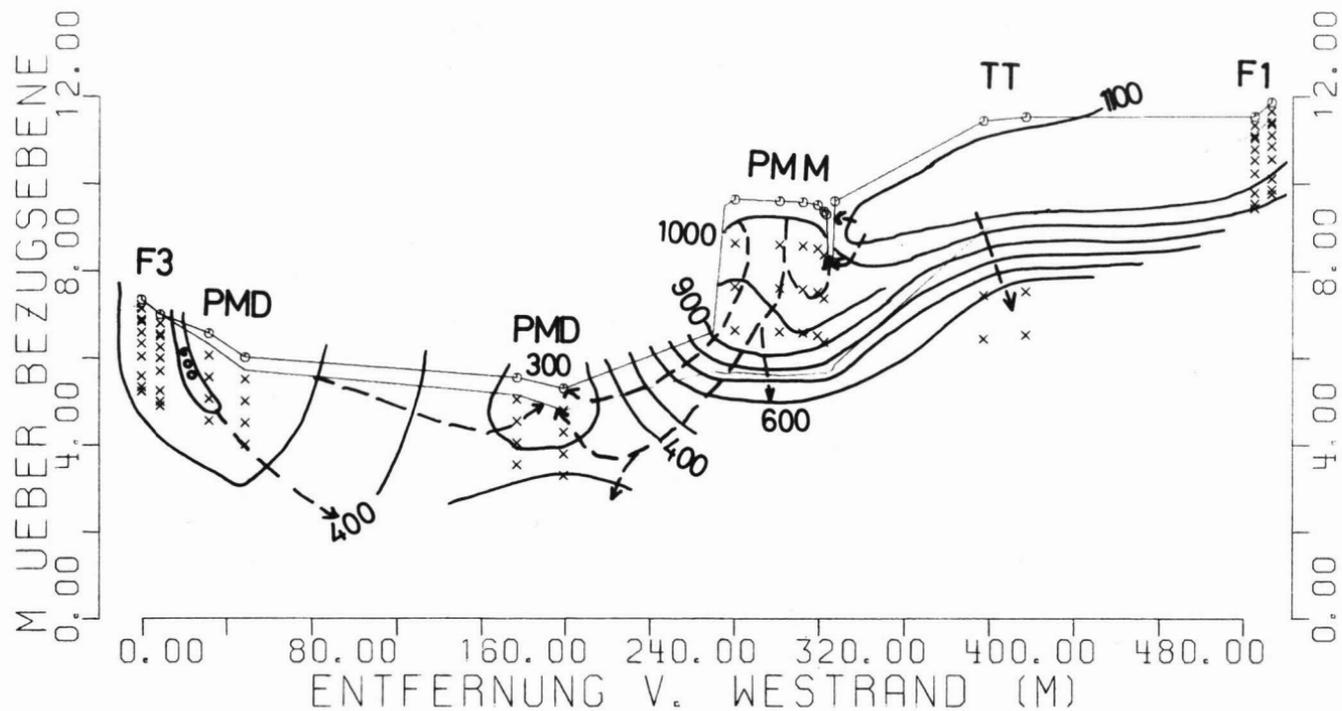


Abb. 48: Querprofil durch das Moor mit Isopotentiallinien
(hydraulische Potentiale) und Stromlinien.

20.5. - 18.7.

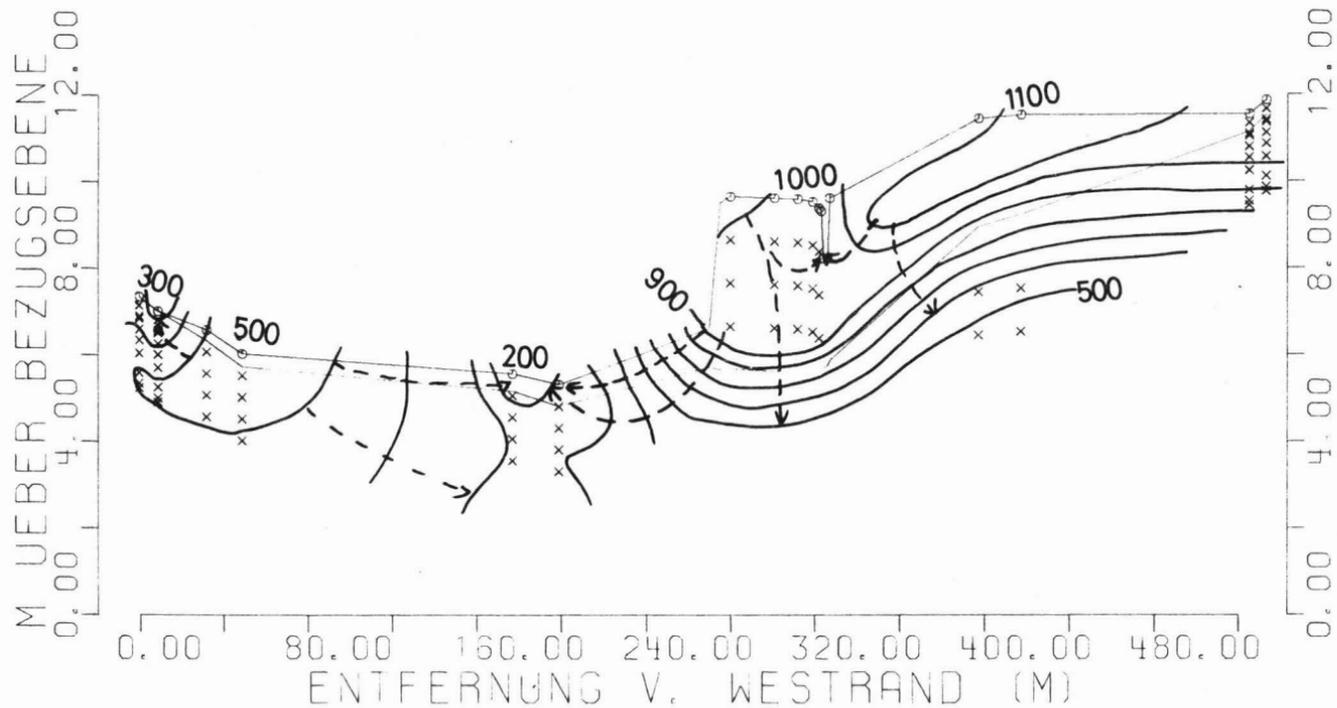


Abb. 49: Querprofil durch das Moor mit Isopotentiallinien
(hydraulische Potentiale) und Stromlinien.

19.7. - 18.8.

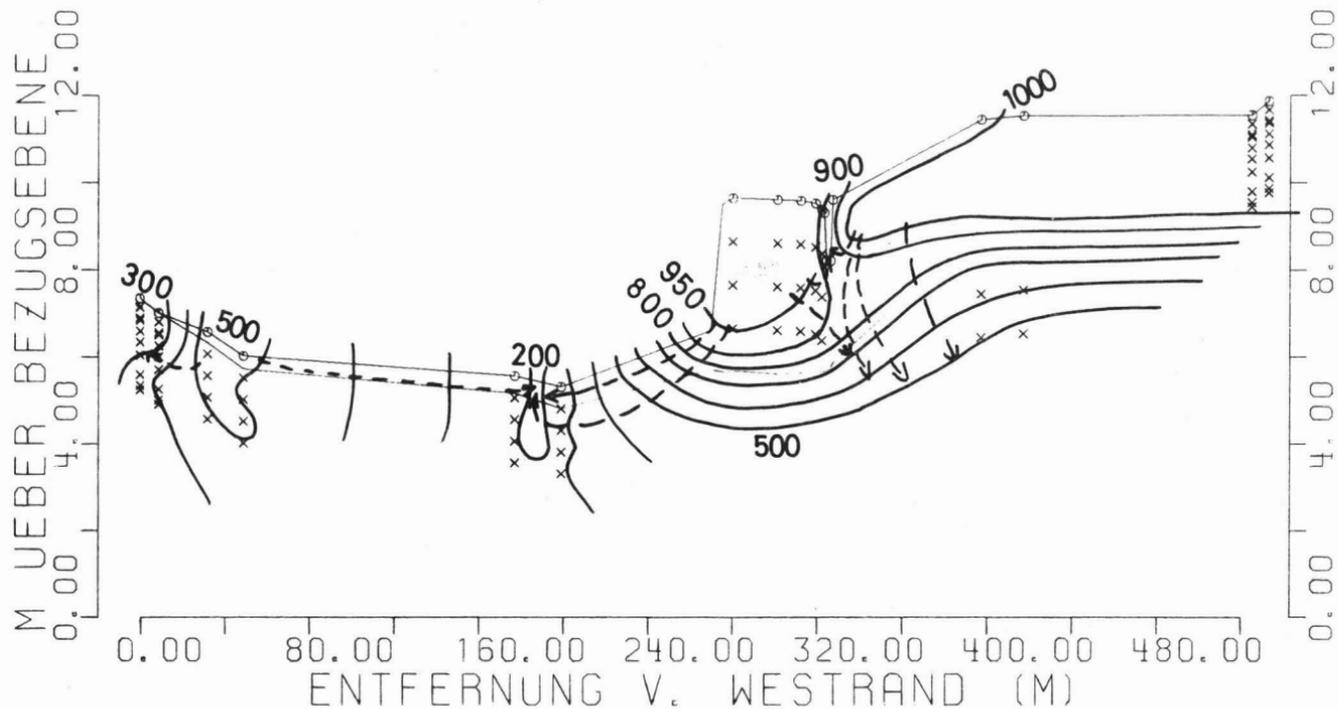


Abb. 50: Querprofil durch das Moor mit Isopotentiallinien,
(hydraulische Potentiale) und Stromlinien.

19.8. - 6.10.

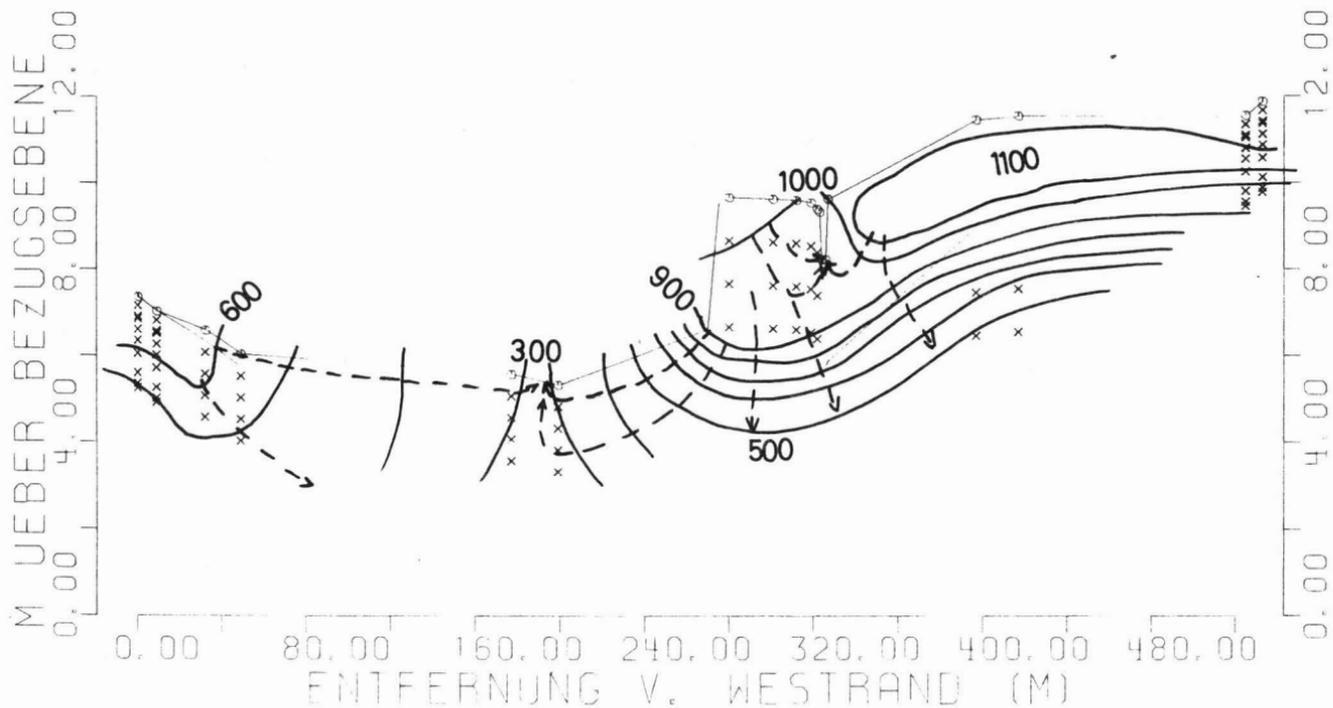


Abb. 51: Querprofil durch das Moor mit Isopotentiallinien
(hydraulische Potentiale) und Stromlinien.

7.10. - 31.12.

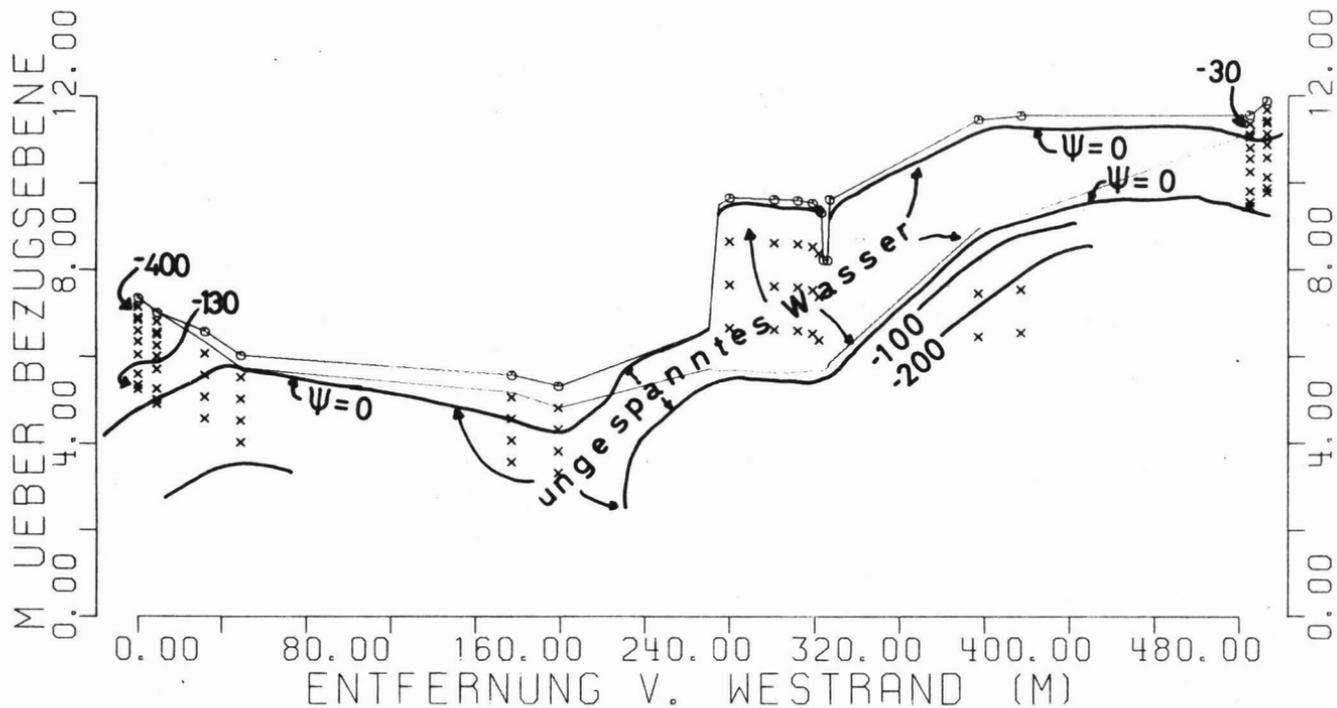


Abb. 52: Beispiel für einen Querschnitt durch das Moor mit Darstellung der Saugspannungen, Periode vom 18.7. bis 18.8.

In allen Perioden sind die Strömungsverhältnisse im Bereich zwischen Torfkörper und Mineralboden relativ konstant, während am Rand des Gebiets der Zustand im Sommer vom Bild im Winter abweicht: In der trockenen Jahreszeit dürfte der Hangwasserzuzug sehr gering sein, da hier der Baumbestand als "Senke" für das Wasser wirkt. Das Saugspannungsprofil (Abb. 52) zeigt, daß der gesättigte Bereich (Torfkörper) unten begrenzt ist und eine ungesättigte Zone in der Tiefe folgt.

Die vermutliche Verteilung der Potentiale in einem Längsprofil zwischen der Wasserscheide und dem südwestlichen Rand des Mecklenbruchs zeigt Abb. 53. Eine Reihe fiktiver Meßstellen wurde in jeden Schnittpunkt der Mooroberfläche mit einer 1-m-Höhenlinie gelegt, so daß sich das Gravitationspotential um jeweils 100 cm erhöhte. Die piezometrischen Potentiale, die in den Moorpiezometern gemessen wurden, gelten unter der Voraussetzung konstanter Bedingungen auch für die fiktiven Meßstellen. Die hydraulischen Potentiale erhöhen sich von Ort zu Ort um das Gravitationspotential, also um 100 cm. Die Verbindung dieser Potentiale ergibt die Isopotentiallinien in Abb. 53, aus denen eine meist oberflächenparallele Strömungsrichtung folgt.

Diese Darstellung ist als weitgehend zeitunabhängig anzusehen, da die relativ geringen Schwankungen des Grundwasserstandes im Moor (Abb. 26, 32) den Verlauf der Potentiallinien nur wenig beeinflussen.

Eine idealisierte dreidimensionale Darstellung der Potentialverteilung im Torf zeigt Abb. 54 für die Zeit vom 1.1. bis 20.5. Die Potentiale wurden so aufgetragen, daß sich von der vorderen bis zur hinteren Schnittfläche ein Höhenunterschied von 100 cm ergibt (vgl. Abb. 53). Aus der Zeichnung ist der vermutete Verlauf der Wasserbewegung senkrecht zu den Potentiallinien in Richtung auf

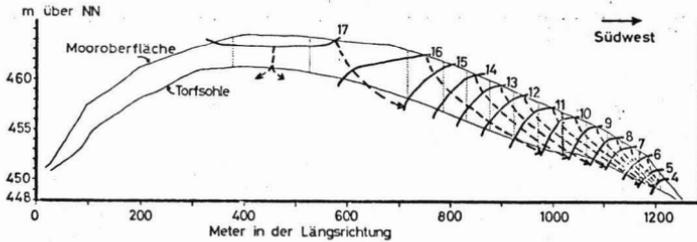


Abb. 53: Längsprofil durch das Moor mit Isopotentiallinien.

(---): hydraulische Potentiale; (—>) = Stromlinien.

die "Senken" mit besonders niedrigem Potential (Moormitte, Entwässerungsgräben) als Hangwasserbewegung quer und als Abfluß längs zur Moorachse erkennbar.

5.4. Wasserhaushalt

5.4.1. Komponenten des Wasserhaushalts

In der Einleitung wurde die allgemeine Wasserhaushaltsgleichung für ein Gebiet wie das hier untersuchte Mecklenbruch aufgestellt. In den vorangegangenen Kapiteln wurde beschrieben, wie die Quantifizierung der einzelnen Komponenten vorgenommen wurde, auf die zusammenfassend eingegangen werden soll:

1. Niederschlag

Der Niederschlag wurde mit Regenschreiber und Kleinregensmesser gemessen. Fehlende Perioden wurden durch Korrelation mit den Werten der IBP-Fläche W1 bestimmt.

Die Niederschlagsmengen sind in einigen der Abb. 21 - 32

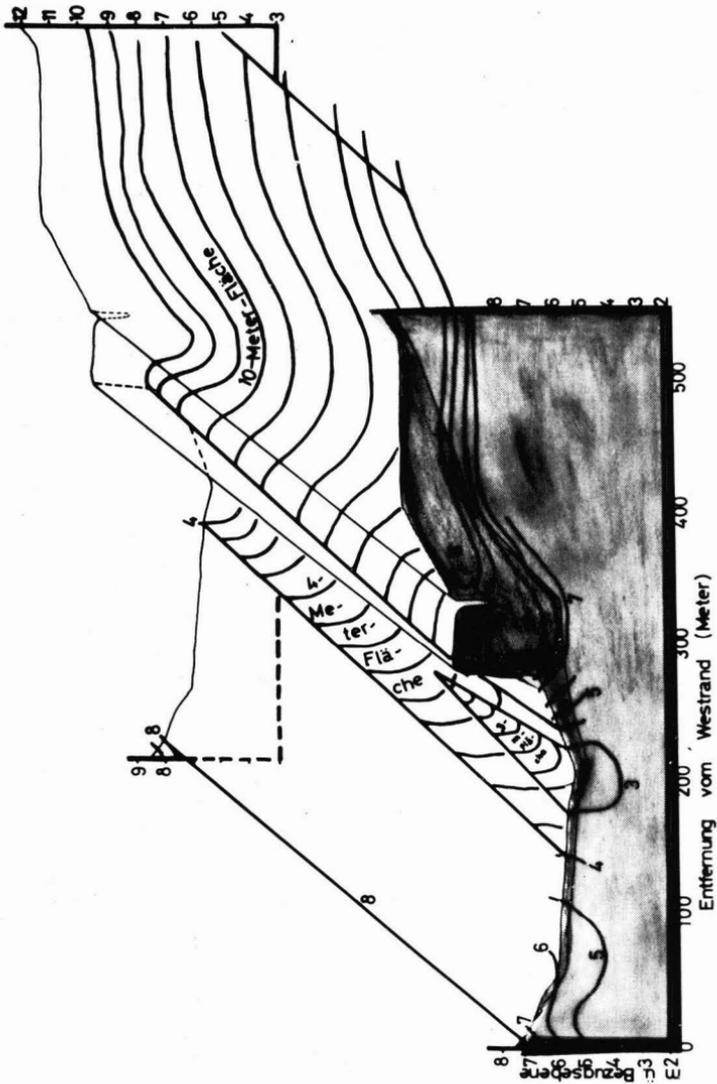


Abb. 54: Dreidimensionale Darstellung der Potentiale im Moor für die Zeit vom 1.1. - 20.5. y-Achsen = Meter über der Bezugsebene; dünne Linie = Bodenoberfläche bzw. Torfsohle; dicke Linie = Isopotentiallinien bzw. -flächen.

bei den Jahresgängen der Bodenwassermeßgeräte eingezeichnet worden und in der Jahresbilanz (Tab. 8; Kap. 5.3.2.) zusammengefaßt. Die Jahressumme war mit 815 mm etwas geringer als der Niederschlag auf der benachbarten Fläche "W1" (849 mm) des Internationalen Biologischen Programms (IBP), wo die Jahresmenge unter dem Durchschnitt (1066 mm, mdl. Mitt. d. Inst. f. Bodenkunde und Waldernährung) lag. Stärkere Niederschläge (Tageswerte) über 10 mm traten nur 23mal auf, wobei als Spitzenwert 42 mm erreicht wurden. Länger anhaltende Perioden mit ergiebigen Niederschlägen gab es nur Ende Januar, Ende März bis Anfang Mai und Anfang Oktober. Als niederschlagsfreie Zeiten sind Ende Februar, die zweite Maihälfte, die Monatswenden Juni/Juli sowie Juli/August und die zweite Septemberhälfte zu nennen. In den sonst niederschlagsreicheren Perioden von November bis März und im Sommer wurde dem Moor weniger Wasser zugeführt als in durchschnittlichen Jahren, so daß die gesamte Niederschlagsmenge geringer als normal war.

2. Hangwasserzuzug

Der oberflächennahe Zuzug kann mit Hilfe der Potentialmessungen am Moorrand (F3) berechnet werden. Für die jeweilige Periode wurden aus den gemittelten Gradienten und der aus den Houghoudt-Messungen bestimmten Leitfähigkeit (Kap. 4.1.4. und 5.1.2.3.) die Menge der von dem Hang zugeführten Wassermengen berechnet. Nach Gleichung 23 wird der auf die Moorfläche bezogene Hangwasserzuzug berechnet.

$$Z_{on} = \frac{q \cdot S}{F} \quad (23)$$

Z_{on} = Hangwasserzuzug (mm), bezogen auf die Moorfläche

q = Wassermenge aus der Darcy-Gleichung ($\frac{1}{m^2 \cdot Tag}$)

S = Strömungsquerschnitt aus Profiltiefe und Länge der seitlichen Moorränder (m^2)

F = Moorfläche (m^2)

Die bei der Wasserleitung wirksame Profiltiefe wird mit 0,7 m angesetzt; dies ist die Lößmächtigkeit nach den Bohrungen (Abb. 15 und 16). Die in der darunter liegenden Buntsandsteinfließerde stattfindende Wasserbewegung wird aufgrund der sehr geringen Leitfähigkeit (Abb. 42) vernachlässigt.

Im gesamten Profil fließen aus den in Kap. 5.2. genannten Gründen (rasche Abnahme der Leitfähigkeit mit dem Rückgang des Wassergehalts) nur bei gesättigten Bedingungen so große Wassermengen, daß sie in der Bilanz sichtbar werden.

Im Meßfeld F3, das für die seitlich an das Mecklenbruch angrenzenden Hänge charakteristisch ist, war das Profil im oberen, für die Hangwasserbewegung wichtigen Bereich bis Ende Mai und ab Anfang Oktober bis nahe an die Oberfläche gesättigt (Kap. 5.2.1.; Abb. 28). Das entspricht nach Tab. 2 den Perioden I und V. In Periode II kann von einer zeitweisen Sättigung ausgegangen werden, während in den übrigen beiden Perioden nur noch gespanntes Wasser auftrat. In Zeiten mit Saugspannungen verschwindet der horizontale Gradient. Hangwasser fließt demnach nur in Perioden mit Wassersättigung in einem Teil der Lößfließerde ins Moor. In Tabelle 4 sind die mit dem Darcy-Gesetz bestimmten und nach Gleichung 23 auf die Moorfläche bezogenen Wassermengen zusammengestellt.

Periode	Gradient	F l u ß m e n g e			Z _{on} (mm)
		(l/m ² Seiten- fläche u. Tag)	(mm/Tag u. Moorfläche)	Tage	
I	0,028	42	0,118	140	16,5
II	0,038	57	0,16	30 ⁺) 29	4,8 0
III	-	-	0	31	0
IV	-	-	0	49	0
V	0,029	44	0,123	86	10,6
Jahr					32

+) gesättigte Bedingungen während der Hälfte der Periode

Tabelle 4: Hangwasserzuzug in das Mecklenbruch

Es ergibt sich eine Jahressumme von 32 mm. Diese Wassermenge ist nicht groß, dürfte aber in niederschlagsreichen Jahren höher sein und muß daher in der Bilanz berücksichtigt werden.

3. Versickerung

Die Versickerung aus dem Torfkörper in den Mineralboden folgt aus der mittels Piezometern bestimmten vertikalen Komponente des Gradienten an der Moorbasis. Die gleichen Werte ergeben sich, wenn die Potentiale aus den Tiefentensimetern zur Bestimmung herangezogen werden, wie Tabelle 5 zeigt.

Man sieht daran, daß mit unabhängigen Messungen in verschiedenen Tiefen und verschiedenen Substraten für diese Komponente des Wasserhaushalts recht gut übereinstimmende Werte ermittelt wurden.

In der Einleitung wurde schon darauf hingewiesen, daß die Versickerung aus dem Moor gewöhnlich bei Wasserhaushaltsmessungen nicht berücksichtigt wird. Aus der Literatur sind bisher kaum Zahlen für die Versickerung aus Mooren in den mineralischen Untergrund bekannt geworden. Eggelsmann hat sich seit Jahren in zahlreichen Veröffentlichungen mit der Moorhydrologie befaßt. In einer Auswertung der Untersuchungen im Königsmoor (1960) hat er für das dortige Flachlandmoor die Versickerung aus der Abnahme der Bodenfeuchte mit 0,12, aus der Niedrigwasserspense eines Moorbaches mit 0,07 sowie eines Versuchspolders mit 0,11 mm/Tag bestimmt. Die durchschnittliche Jahresmenge der 4 Verfahren beträgt 36 mm. Bei der Bestimmung der Grundwasserneubildung (1973) gibt er für Hochmoore < 30, für Niedermoore 30 - 60 und für Bruchwaldmoore > 60 mm/Jahr an.

Im Mecklenbruch ergab sich eine Versickerung von 131 mm/Jahr. Danach ist nicht vorbehaltlos der Meinung Eggelsmanns (1967) zuzustimmen, daß der unterirdische Abfluß der Moore "außerordentlich gering und hydrogeologisch bedeutungslos" sei.

Periode	Tiefentensiometer ¹⁾					Piezometer Moor ²⁾			Ø
	Grad.		$k_u \frac{\text{cm}}{\text{d}}$	Versickerung mm/d	mm	Grad.	Versickerung mm/d	mm	
I	1,18	188	0,035	0,41	57,8	0,471	0,377	52,8	55,3
II	1,18	190	0,033	0,39	23,0	0,429	0,343	20,2	21,6
III	1,23	202	0,030	0,37	11,5	0,337	0,270	8,4	9,9
IV	1,32	222	0,025	0,33	16,2	0,406	0,325	15,9	16,0
V	1,27	240	0,022	0,28	24,1	0,460	0,368	31,6	27,9
Jahr					132,6			128,9	131

1) Gruppe III, Abstand 110 cm

2) gesättigte Leitfähigkeit = 0,08 cm/d

Tabelle 5: Versickerung aus dem Mecklenbruch

Periode	Gradient	Flußmenge bez. a. Moorquerschnitt	Flußmenge bez. a. Moorfläche	Tage	Abflußmenge
I	0,121	36,3	1,09	140	152,6
II	0,077	23,1	0,69	59	40,7
III	0,040	12,0	0,36	31	11,2
IV	0,097	29,1	0,87	49	42,6
V	0,075	22,5	0,68	86	58,5
Jahr					306

gesättigte Leitfähigkeit = 30 cm/Tag

Flußmengen in mm

Tabelle 6: Oberflächennaher Abfluß aus dem Mecklenbruch

4. Abfluß

Aus der Auswertung der Potentialmessungen im Torf liegen die horizontalen Gradienten vor, die aus den beiden horizontalen Komponenten bestimmt wurden (vgl. Kap. 4.3.1.). Damit kann die Menge der horizontalen Wasserbewegung im Torf und aus dem Moor hinaus berechnet werden.

Die Leitfähigkeitswerte aus den Houghoudtmessungen liegen für die horizontale Richtung zwischen 8 und 40 cm/Tag (Abb. 38), in 90 cm Tiefe lag sie bei 30 cm/Tag. Die aus Gradient und Leitfähigkeit berechnete Wassermenge bezieht sich auf den durchströmten Moorquerschnitt. Für einen Fließquerschnitt durchschnittlicher Größe (entsprechend Schnitt 8 in Abb. 14) beträgt die mittlere Torfmächtigkeit etwa 3 m. Mit einer Umrechnung analog Gleichung 23 wurde die in Tabelle 6 aufgeführte horizontale Wasserbewegung (bezogen auf die Moorfläche) bestimmt, die dem horizontalen oberflächennahen Abfluß (A_{on}) gleichzusetzen ist.

Ein Vergleich mit den Wehrmessungen Uhdens (1972) im Brockenfeldmoor (Harz) zeigt, daß für 1975 die Abflußmenge aus dem Mecklenbruch wesentlich geringer ist als der Jahresdurchschnitt im Harz mit 924 mm, aber auch geringer als der kleinste Jahresabfluß aus dem Brockenfeldmoor (1959 = 409 mm). Die Erklärung für diese Unterschiede ist naheliegend: im Harz fällt mehr Niederschlag als im Solling (Jahresdurchschnitt 1470 bzw. 1066 mm), der infolge der verringerten Verdunstung in ca. 880 m Höhe zu einem größeren Anteil abfließen muß.

Der Vergleich dieser Bilanzgröße mit Werten anderer Moore ist demnach schon problematisch, wenn die Verhältnisse wie im genannten Beispiel ähnlich sind. Auf vergleichende Betrachtungen des Abflusses aus Mooren anderer Klimabiete wird daher verzichtet.

5. Vorratsänderung

Die Wahl des Bilanzierungszeitpunkts beeinflusst erheblich die Größe der zu erwartenden Vorratsänderung. Würde der Stichtag in die trockene Jahreszeit gelegt, wäre je nach dem Witterungsverlauf des betrachteten Jahres mit sehr unterschiedlichen Grundwasserständen zu rechnen. Wird andererseits die Bilanz zu einem Termin nach dem Ausgleich des Wasserdefizits (Frühjahr) bestimmt, sind die Grundwasserstandsänderungen und dementsprechend die Vorratsänderungen oft vernachlässigbar gering.

In der vorliegenden Untersuchung liegt der Stichtag am Jahreswechsel. Das Ausbleiben ergiebiger Herbstniederschläge 1975 (Tab. 8) führte zu einer Grundwasserabsenkung von Jahresanfang bis Jahresende um 10 cm (Abb. 54).

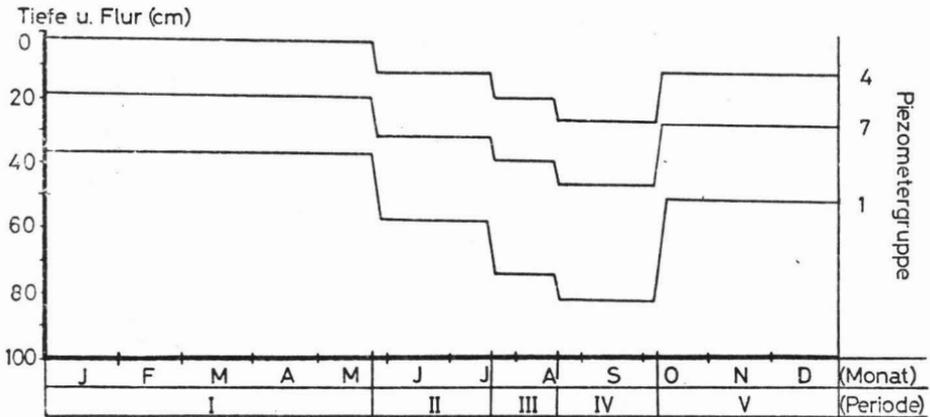


Abb. 54: Grundwasserschwankungen, ermittelt aus Piezometerwerten.

Die Vorratsänderung, die sich aus der Grundwasserabsenkung ergibt, kann mit Hilfe der Saugspannungs-Sättigungs-Beziehung sowie der Integration der Darcy-Gleichung (Gleichung 14 - 16) berechnet werden, wobei die in Kap. 5.2.2.2. bestimmte ungesättigte Leitfähigkeit im Torf und eine

durchschnittliche Sickerrate (Niederschläge) von ca. 2,5 mm/Tag eingesetzt werden. Abb. 55 zeigt die so bestimmten Saugspannungsprofile für die Bilanzierungsstichtage. Die bis zur Sättigung fehlende Wassermenge kann jeweils unmittelbar aus der Fläche zwischen der Saugspannungskurve und der die Sättigung anzeigenden Geraden ($\Psi = 0$) bestimmt werden, wenn man anstelle der Saugspannungen die entsprechenden Wassergehalte einsetzt. Die so errechnete Vorratsänderung ist mit 3 mm für die Jahresbilanz ohne große Bedeutung.

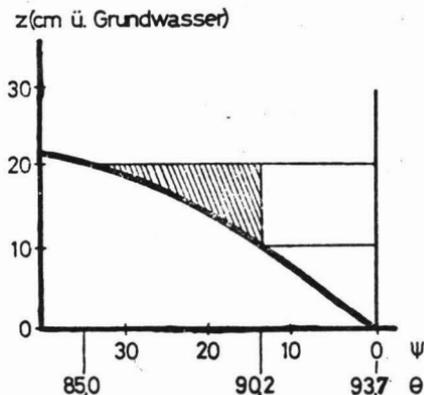


Abb. 55: Saugspannungsprofil im Torfkörper und Bestimmung der Vorratsänderung. Die schraffierte Fläche gibt die Abnahme des Vorrats vom 1.1. bis 31.12. wieder (Grundwasserspiegel um 10 cm gefallen).

6. Verdunstung

Aus der Wasserhaushaltsgleichung (1) ergibt sich die Höhe der Verdunstung als Restglied, nachdem alle anderen Größen bestimmt wurden (Abschnitte 1 - 5 dieses Kapitels). Die Eingangswerte (Niederschlag und Hangwasser sowie Vorratsabnahme: Abschnitte 1, 2 und 5) ergeben zusammen eine Wassermenge von 850 mm, aus der die Abflüsse (oberflächennah + Versickerung) sowie die Verdunstung gespeist werden.

Der horizontale Abfluß wurde mit 306 mm (Abschnitt 4) und die Versickerung mit 131 mm (Abschnitt 3) bestimmt. Daraus ergeben sich 413 mm für die Verdunstung.

Eine auf die Messungen trockener Jahre beschränkte Auswahl von in anderen Mooren bestimmten Verdunstungsmengen ist in Tabelle 7 aufgeführt. Die Werte sind mit unterschiedlichen Methoden ermittelt worden. Uhden (1972) ermittelte im Brockenfeldmoor die Differenz aus Niederschlag und Abfluß (Wehrmessungen) als Verdunstung und Vorratsänderung. Schmeidl et al. (1970) setzten Lysimeter ein, bestimmten die potentielle Verdunstung mit verschiedenen Verfahren und bildeten ebenfalls die Differenz aus Niederschlag und Abfluß zur Bestimmung des Gliedes "Verdunstung + Vorratsänderung"; sie stellten fest, daß die potentielle Evaporation in den Chiemseemooren gut mit der Gesamtverdunstung vergleichbar ist. Das gleiche Verfahren hatten auch Baden und Eggelsmann (1964) im Königsmoor angewendet und kamen zum gleichen Ergebnis. Alle genannten Autoren stellen fest, daß bei langjähriger Betrachtung die Vorratsänderung zu vernachlässigen ist. Das Glied " $(N - A)$ " der Wasserhaushaltsgleichung stellt demnach für die zitierten Untersuchungen die Verdunstung dar. Die für das Mecklenbruch bestimmte Gebietsverdunstung (Interzeption + Evaporation + Transpiration) ist geringer als fast alle in der Tabelle 7 aufgeführten Werte für niederschlagsarme Jahre (Ausnahme: Brockenfeldmoor im Jahre 1959). Mit den niedrigen Temperaturen steht im Solling weniger Energie für die Verdunstung zur Verfügung als im flacher gelegenen Königsmoor und den Chiemseemooren, die sich in einem günstigeren Klimagebiet befinden. Im schon erwähnten trockenen Jahr 1959 war die Verdunstung im Brockenfeldmoor noch geringer als im Mecklenbruch 1975. Das spricht dafür, daß die in größerer Seehöhe wie im Harz und Solling ohnehin eingeschränkte Verdunstung bei nachlassender Wassernachlieferung weiter verringert wird.

Jahr	N	VS	VW	VJ	Ort	Quelle/Erläuterung
1959	778	227	142	369	Brocken-	Uhden (1972)
1963	922	372	47	418	feld-	V = N - A
1964	976	340	59	399	moor	
1969	1160	362	103	465		
D	1434	308	193	501		
1959	1238	399	177	576	Chiemsee-	Schmeidl, Schuch
1962	1223	381	104	489	moor, un-	und Wanke (1970)
1963	1130	514	121	635	kultiviert	
D	1319	422	125	547		
1953	686	389	157	546	Königsmoor	Baden und Eggels-
1956	694	359	148	507	vorentwäs.	mann (1964)
D	742	370	136	505		

VS = Verdunstung im Sommer, VW = Verdunstung im Winter, VJ = Verdunstung im gesamten Jahr, D = Durchschnitt aller von den Autoren untersuchten Jahre.

Tabelle 7: Verdunstung aus Mooren anhand von Literaturangaben, Auswahl trockener Jahre.

Die Integration der Darcy-Gleichung (Gl. 14 - 16) zeigt, daß bei sinkendem Grundwasserstand die kapillare Nachlieferung den Verdunstungsanspruch nicht mehr erfüllen kann: Mit dieser Methode wird die Saugspannung als Funktion des vertikalen Abstandes von der Grundwasseroberfläche berechnet. Abb. 56 zeigt eine Anzahl dieser Beziehungen für unterschiedliche kapillare Aufstiegsraten. Die Lage des asymptotischen Astes der Kurven gibt die Obergrenze des kapillaren Aufstiegs aus dem Grundwasser an. Mit derjenigen Aufstiegsrate, für die die Asymptote der Kurve in Abb. 56 mit der Untergrenze der Durchwurzelung zusammenfällt, kann noch ausreichend Wasser in den Wurzelraum zur Befriedigung des Verdunstungsanspruchs nachgeführt werden. Sinkt der Grundwasserspiegel weiter ab, kann der vergrößerte Abstand nur noch mit verringerter Rate überwunden werden, und als Folge geht die Verdunstung zurück.

Im Sommer 1975 war der Grundwasserstand in der Mitte des Torfkörpers (Piezometergruppen 3 - 5 und 7, vgl. Abb. 9) über etwa 75 Tage (Periode III und IV) auf durchschnittlich 35 cm u.F. gesunken (Abb. 54). Die Durchwurzelung reicht hier selten tiefer als 5 - 10 cm, so daß der kapillare Aufstieg 25 - 30 cm überwinden muß. Dies ist immer nötig, wenn der Wurzelraum nicht mehr aus Niederschlägen versorgt wird. Die Niederschlagsmenge von etwa 200 mm in dieser Zeit (Tab. 8) kann

- teils durch Interzeption sofort wieder in die Atmosphäre zurückgeführt werden, wobei mit steigender Niederschlagsintensität die Interzeption zunächst abnimmt und dann konstant bleibt (Benecke 1976);
- teils von der Torfoberfläche verdunsten;
- teils ins Grundwasser versickern.

Aus den Darstellungen täglicher Niederschlagsmengen (z.B. Abb. 21) geht hervor, daß im Sommer die Pflanzen nicht ausreichend aus dem Niederschlag versorgt werden und daher die fehlende Wassermenge aus dem Grundwasser kapillar aufsteigen muß. Mit wachsender Entfernung des Wurzelraums vom Grundwasserspiegel nimmt die Aufstiegsrate ab (Abb. 56). Für die

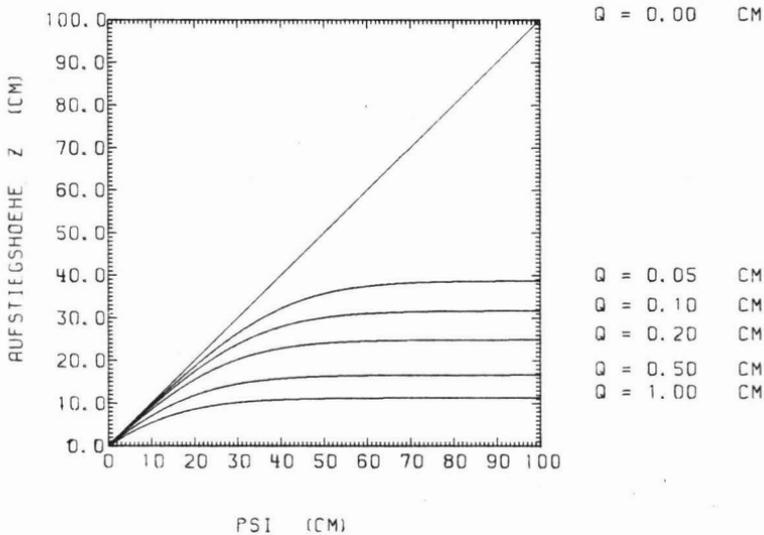


Abb. 56: Saugspannungsverlauf für verschiedene kapillare Nachlieferungsraten im Torf. Sinkt der Grundwasserspiegel von 10 auf 40 cm unter die Unterfläch der effektiven Wurzelzone, so verringert sich die maximal mögliche kapillare Nachlieferung von 10 auf 0,5 mm/Tag

x-Achse = Saugspannung; y-Achse = Aufstiegshöhe;
Q = Flußrate in cm/Tag).

genannte Entfernung von 25 - 30 cm beträgt die Flußrate 1 - 1,5 mm/Tag. Die Verdunstung im Solling (mündl. Mitt. d.Inst.f.Bodenkunde und Waldernährung) beträgt im Mittel der Jahre 1969 - 1972 zwischen 483 (Buche) und 617 (Fichte) mm mit einem Minimum bei Buche von 439 mm (1972) bei einem Anteil der Sommermonate von 83 %. Die Verdunstung im Moor ist weniger intensiv als in Buchenbeständen, da die Baumwurzeln einen größeren Bodenraum ausnutzen können. Die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach Penman (1948) berücksichtigt solche Unterschiede und verringert die Verdunstung bei Grasvegetation gegenüber Wald

mit dem Faktor 0,8. Der Wert beträgt für die Jahre 1969 - 1971 im Durchschnitt 345 mm, woraus sich für eine Vegetationszeit von 5 Monaten eine Rate von ca. 2,3 mm ergibt.

Diese Rate wird jedoch nicht erreicht, wenn bei tieferem Grundwasserstand der kapillare Aufstieg den Verdunstungsanspruch der Vegetation nicht erfüllen kann. Der Vergleich der Verdunstungswerte in Buchenbeständen und der potentiellen Evapotranspiration mit der für diese Untersuchung durch Differenzbildung ermittelten Verdunstungsmenge läßt den Schluß zu, daß der Wert im Mecklenbruch in seiner Größenordnung richtig bestimmt ist, zumal die Berücksichtigung des kapillaren Aufstiegs die Einschränkung der Verdunstung plausibel macht.

5.4.2. Wasserhaushaltsbilanz des Jahres 1975

Tabelle 8 zeigt die Wasserhaushaltsbilanz für das Jahr 1975, die nicht in Monate, sondern in die den Berechnungen zugrundeliegenden Perioden eingeteilt ist.

Die in diesem Jahr gemessenen Niederschläge liegen deutlich unter den Werten anderer Jahre im Solling (Messungen d. Inst.f.Bodenkunde und Waldernährung). Der langfristige Durchschnittswert liegt bei 1066 mm mit Spitzen von 1479 mm. Gegenüber der normalen Niederschlagsverteilung im Jahr blieben im Jahr 1975 die in unserem Klimabereich zu erwartenden ergiebigen Sommerniederschläge aus; auch die sonst beobachtete Aufsättigung des Bodens im Spätherbst (Abb. 54) war geringer als im Jahre 1974, das in den ersten Messungen erfaßt worden war.

Auch der Hangwasserzuzug ist geringer als in Normaljahren. Die Messungen im Rahmen des Internationalen Biologischen Programms im Solling zeigten (Mittl. d. Inst.f.Bodenkunde und Waldernährung), daß in niederschlagsreichen Jahren der Anteil der Verdunstung am Niederschlag geringer ist (z.B. 1970: N = 1479,1 mm, IET bei Fichte 39,7 %) als in trockenen Jahren (1971 : N = 809,7 mm, IET 69,8%). Da entsprechend

Periode	N	Z _{on}	A _{on}	A _V ⁺	IET	R
1.1. - 20.5.	336,8	16,5	152,6	55,3		
21.5. - 18.7.	145,1	4,8	40,7	21,6		
19.7. - 18.8.	44,2	0	11,2	9,9		
19.8. - 6.10.	160,7	0	42,6	16,0		
7.10. - 31.12.	128,4	10,6	58,5	27,9		

mm	815	32	306	131	413	- 3 ⁺⁺

+ Mittel aus 2 Auswertungen (s. Tab. 4)

++ Vorratsabnahme

Tabelle 8: Wasserhaushaltsbilanz für das Mecklenbruch 1975.

diesen Ergebnissen 1975 die Verdunstung der Fichten am Hang neben dem Mecklenbruch erhöht war, konnte weniger Wasser als normal in das Moor versickern.

Die Versickerung in den Mineralboden kann als weitgehend zeitunabhängig angesehen werden (vgl. Ganglinien im Basisbereich - 3 m Tiefe - des Moores: Abb. 21; Ganglinien im Mineralboden: Abb. 30, 31). Das Witterungsgeschehen beeinflusst offensichtlich die Potentiale kaum. Die Versickerung wird in Jahren mit höheren Grundwasserständen aufgrund des dann bestehenden gering erhöhten vertikalen Gefälles im Torf etwas steigen. Der oberflächennahe Abfluß aus dem Moor ergibt sich aus der horizontalen Wasserbewegung im Torf (Kap.

5.3.1.). Tabelle 6 zeigt, daß dieser Fluß im Sommer eingeschränkt ist. Aus der Messung der Potentiale geht nicht hervor, wenn der Abfluß aus dem Moor ganz versiegt. Da das Moor selbst und der Untergrund geneigt sind, wird die horizontale bzw. oberflächenparallele Komponente aufgrund der Gravitation nicht null. Ihr sehr geringer Wert ergibt eine so kleine Flußrate (ermittelt für die Sommerperiode), daß abflußfreie Zeiten in diesen Durchschnitt eingehen können.

Die Verdunstung und Vorratsänderung wurden im vorigen Kapitel ausführlich behandelt. Die Verdunstung war im untersuchten Jahr durch die Einschränkung der kapillaren Nachlieferung und die dadurch bedingte negative Abweichung von der potentiellen Evaporation eingeschränkt. Diese Abweichung dürfte charakteristisch für trockene Jahre sein (vgl. o.g. Ergebnisse aus Verdunstungsmessungen an Fichten).

Für das Kalenderjahr 1975 lautet die Wasserhaushaltsgleichung im Mecklenbruch:

$$815(N) + 32(Z_{\text{on}}) = 306(A_{\text{on}}) + 131(A_{\text{v}}) + 413(\text{IET}) - 3(\Delta R) \text{ mm} \quad (24),$$

die sich aus den in Tabelle 8 aufgeführten Anteilen der einzelnen Glieder an der Bilanz ergibt.

Uhden (1972) bestimmte im Brockenfeldmoor für die Jahre 1958 - 1970 einen Anteil von 64 % des Niederschlags für den Abfluß

und 36 % für die Verdunstung. In diesen Wert dürfte auch das in den Mineralboden versickernde Wasser eingehen. Im Mecklenbruch ist der Verdunstungsanteil an der Jahresbilanz mit 48 % (Tab. 8) höher als im Harz, was in der niedrigeren Seehöhe begründet ist. Entsprechend ist der Anteil des Abflusses geringer.

Die Tendenz zu einem größeren Anteil der Verdunstung an der Jahresbilanz setzt sich mit abnehmender Seehöhe fort. Die langjährigen Untersuchungen Badens und Eggelsmanns im Königsmoor bei Rotenburg/Wümme (1964) ergaben einen Anteil der Verdunstung von etwa 67 % am Niederschlag. Im anders gearteten Klima des Voralpengebiets bestimmten Schmeidl et al. (1972) in den Chiemseemooren einen Verdunstungsanteil von 59 % in unkultiviertem Moor.

Dieser Vergleich zeigt, wie wichtig die Warnung Uhdens davor (1972) ist, kritiklos die Ergebnisse eigener Untersuchungen auf andere Moore zu übertragen. Jedes Moor hat einen eigenen von den dort herrschenden Bedingungen abhängigen Wasserhaushalt.

5.4.3. Vergleich mit den Messungen eines Abflußwehres

In Kapitel 4.1.1. wurde das vom KfK in den südlichen Abfluß des Mecklenbruchs eingebaute Meßwehr erwähnt. Die Anlage befindet sich nahe dem Rand des Moores (Torfmächtigkeit ca. 25 cm) in der Holzrinde und ist ein Thompson-Meßwehr mit Flügelmauern aus Beton. Die Höhe des 90°-Überfalldreiecks aus Stahlblech beträgt 30 cm. In 1,5 m Abstand vom Wehr war ein Lattenpegel in das Beruhigungsbecken eingebaut worden. Die Überfallhöhen wurden von einem Pegelschreiber mit wöchentlichem Umlauf registriert, außerdem wurde wöchentlich der Pegelstand abgelesen.

Die Abflußmengen wurden aus den Pegelständen (Überfallhöhen) mit Hilfe einer allgemein gültigen Beziehung berechnet. Diese lautet nach Linsley und Franzini (1964) für Meßwehre mit V-förmigem Überfall:

$$Q = 4,28 \cdot 0,58 \cdot h^{5/2} \cdot \tan \theta/2 \quad (25)$$

θ = Winkel des Überfalldreiecks

wobei h in Fuß gemessen und Q in Kubikfuß ermittelt werden. Für 90°-Überfälle (Thompson-Wehre) wie im Mecklenbruch wird $\tan \theta/2 = 1$. Die beiden Faktoren sind empirisch bestimmt und entsprechen fast genau dem von Chow (1964) angegebenen Faktor in seiner Formel

$$Q = 2,5 h^{2,5} \quad (26).$$

Die mit diesen Formeln berechneten Abflussmengen sind um > 4 % geringer als die mit Hilfe von Schröders (1968) Gleichung

$$Q = 1,46 h^{5/2} \quad (27)$$

(h in m, Q in m³) ermittelten Werte. Bei der Benutzung der zuerst genannten Beziehungen ist zu beachten, daß sie nur für Fuß gültig sind, da die Exponenten auf den beiden Seiten der Formel ungleich sind.

Die Berechnung der Abflüsse erfolgte mit Hilfe einer Abwandlung des in Kap. 4.3.3.1. beschriebenen EDV-Programmes aus den Schreibstreifen und der Schröderschen Abflußformel (27). Die Wehrmessungen, die sich über den Zeitraum vom 1.1. bis 31.10.75 erstreckten, wurden zum Vergleich mit den in den eigenen Untersuchungen bestimmten Abflussmengen herangezogen. Der Jahresgang wurde in Abb. 32 dargestellt; in Tabelle 9 sind die Monatswerte und die Zahlen für die der Wasserhaushaltsbilanz zugrundeliegenden Perioden (Tab. 3) den aus der horizontalen Wasserbewegung (Kap. 5.3.1.) berechneten Abflüssen gegenübergestellt. Daneben ist das Ergebnis einer vereinfachten Bilanz dargestellt, d.h. die Bestimmung der Verdunstung als Differenz zwischen Niederschlag und Wehrmessung.

Die aus den Potentialmessungen ermittelte Abflußhöhe ist um ca. 20 % höher als die Wehrmessung. Dafür gibt es verschiedene Gründe:

1. Das Meßwehr war umläufig, d.h. in der am Abfluß noch vorhandenen ca. 15 cm mächtigen Torfauflage kann Wasser an der Meßstelle vorbeiziehen.

Monat	Periode	A (PMM)	A (MSW)/Per.	A (MSW)/Mon.	N	N - A
1				39,5	77,1	37,6
2	I			12,9	23,5	10,6
3	(1.1. -	152,6	71,7	32,3	85,6	53,3
4	20.5.)			58,8	75,8	17,0
5	-----			28,7	74,8	46,1
6	II (21.5. - 18.7.)	40,7	23,9	22,9	122,9	100,0
7	----- III (19.7. - 18.8.)	11,2	0,1	0,6	52,3	51,7
8	----- IV (19.8.			0	43,8	43,8
9	6.10.)	42,6	2,9	0,5	98,6	98,1
10	----- V (ab 7.10.)	8,2 ⁺	12,2 ⁺	14,6	66,4	51,8
		<u>255,3</u>	<u>210,8</u>		<u>720,8</u>	<u>510,0</u>

+) 7. - 31.10.

Tabelle 9: Vergleich der Abflüsse nach der Wehrmessung mit den Abflüssen nach den Potentialmessungen für die Zeit vom 1.1. bis 31.10.

(Ende der Wehrmessung)

MSW = Wehrmessungen; PMM: Auswertung der Potentialmessungen in Piezometern

2. In den Sommermonaten zeigten die Potentialmessungen eine horizontale Wasserbewegung im Torf an, auch wenn kein Abfluß stattfand.
3. Die Abflußcharakteristik des Wehrs im Mecklenbruch kann sich von der benutzten Schröderschen Beziehung (Gleichung 27) unterscheiden.

In der Bilanz nach $V = N - A$ fällt die um ca. 100 mm höhere Verdunstungsmenge auf. Zusätzlich zur nach der Wehrmessung geringeren Abflußmenge erscheint hier auch die aus der Potentialmessung bestimmte Versickerung im Differenzglied ($N - A$), verringert um den Hangwasserzuzug. Wie in Kap. 5.4.1. nachgewiesen wurde, kann die Verdunstung jedoch aufgrund der geringeren kapillaren Nachlieferung nicht so hoch sein.

Diese Berechnung zeigt, daß die Ermittlung der Wasserbilanz nur aus Niederschlags- und Wehrmessungen fehlerhaft ist, wenn die Differenz ohne weitere Kontrolle der Verdunstung gleichgesetzt wird.

6. Schlußbetrachtung

Im Wasserhaushalt des Mecklenbruchs nehmen die bodenabhängigen Komponenten eine Schlüsselstellung ein: Bei den Wasserspeicher- und Wasserleitvorgängen wirkt der Boden als "Regelstrecke", d.h. von seinen spezifischen Eigenschaften hängt die Geschwindigkeit ab, mit der das Wasser transportiert, gespeichert und entspeichert wird. Für die Kenntnis der Beziehungen der Komponenten des Wasserhaushalts untereinander ist die Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit als Funktion der Wassersättigung des Bodens von entscheidender Bedeutung.

Bei der Messung der Leitfähigkeit wurden verschiedene Methoden angewendet. Für gesättigten Boden ist die Methode nach Houghoudt-Ernst unter Feldbedingungen seit vielen Jahren bewährt und in jüngster Zeit in der Theorie weiter entwickelt worden (vgl. Kap. 4.1.5.). Die nach diesem Verfahren bestimmten horizontalen Leitfähigkeitswerte im Torf können als gesichert gelten. Auf der Grundlage der Laplace-Gleichung (7) läßt sich dann die vertikale Leitfähigkeit mit Hilfe einer Bilanzierung errechnen, wenn der Gesamtumsatz des Wassers im Boden bekannt ist.

Die Bestimmung der ungesättigten Leitfähigkeit ist problematischer: Die Anwendung des Potentialkonzepts und der Darcy-Gleichung unter Feldbedingungen liefert meist keine ausreichende Anzahl Werte zur Aufstellung einer Saugspannungs- oder Sättigungs-Leitfähigkeits-Beziehung. Mit den im Labor üblichen Methoden können auch bei Anwendung größter Sorgfalt die Feldbedingungen nicht vollständig nachgeahmt werden. Die Lösung dieses Problems liegt in der hier angewendeten Kombination von Labor- und Feldmethode: Die den generellen Verlauf der Leitfähigkeitsfunktion angehenden Laborwerte werden den Meßwerten im Feld angepaßt.

Die hier gemessenen Leitfähigkeiten müssen in ihrer Relation zu den Werten aus anderen hydromorphen Böden gesehen werden. Im Torfkörper des Mecklenbruchs ist die gesättigte horizontale Leitfähigkeit geringer als in Flachlandmooren (Abb. 38).

Der für die Untersuchung wichtigste unmittelbar dem Torf unterlagerte Mineralbodenhorizont hat eine geringe Leitfähigkeit, die in ursächlichem Zusammenhang mit der Moorbildung gesehen werden muß. Im gesamten Solling treten staunasse Böden auf. Der Grad der Vernässung ist sehr unterschiedlich. Je nach der Zusammensetzung des anstehenden Buntsandsteins (Tonanteil), der Mächtigkeit der Zersatzdecke und/oder Fließerde sowie der Lößauf-lagerung finden sich schwach pseudovergleyte Böden und Stagnogleye mit allen Zwischenstufen. Bei weiterer Vernässung kommt es zur Bildung von Moorstagnogleyen, wie die zahlreichen mit "-bruch" bezeichneten versumpften und vermoorten Gebiete zeigen (geol. Karte, 1974), und von regelrechten Hochmooren.

Pseudogleye bilden sich, wenn die Leitfähigkeit des Bodens nicht ausreicht, um das nicht verdunstete oder lateral abgeführte Wasser vertikal versickern zu lassen. Es zeigt sich damit, daß in erster Linie das Unvermögen des Bodens, Wasserüberschüsse abzuführen, für den Grad der Vernässung - Staunässe unterschiedlicher Grade, Versumpfung, Moorbildung - verantwortlich ist. Daß dabei der dem Torf unterlagerte Mineralboden keinen hermetischen Verschuß mit völliger Verhinderung der Wasserleitung bildet, kann nach dem Ergebnis der vorliegenden Untersuchung als erwiesen gelten.

In Sattellagen treten besonders oft Bedingungen auf, die zu extremer Vernässung und Moorbildung führen, wie die Sattelmoore im Solling zeigen. Die Bildung eines Hochmoores hängt nach dieser Untersuchung vom Zusammentreffen und -wirken mehrerer Faktoren ab:

1. Der Jahresniederschlag übersteigt die Summe aus vertikaler Versickerung und Verdunstung.
2. Die dem Gebiet aus der Atmosphäre zugeführte Wassermenge wird durch Hangwasserzuzug vergrößert.
3. Die überschüssigen Wassermengen werden bei geringem Gefälle nur langsam als oberflächennahes Wasser abgeführt, so daß das Gebiet versumpft.

Ein Hochmoor in einem Gebirgssattel dürfte als oligotroph angesehen werden, da die Versorgung mit Wasser außer aus Niederschlägen auch als Hangwasserzuzug aus den seitlichen Hängen erfolgt. Eine weitergehende Nährstoffanreicherung wie in Nieder- und darauf wachsenden Bruchwaldmooren wird durch die - wenn auch relativ geringe - Versickerung aus dem Torf in den Mineralboden verhindert.

Mit der vorliegenden Untersuchung soll ein Eckwert für die Leitfähigkeit extrem vernäster Standorte bestimmt werden, der als Bezugspunkt für die Leitfähigkeit graduell weniger vernäster Böden gelten könnte. Dieser Wert muß nicht unbedingt unmittelbar aus Labor- und Feldmessungen bestimmt werden: Die Herleitung einer Leitfähigkeitsfunktion mittels Integration der Darcy-Gleichung (Kap. 4.3.2.4.) liefert bei sorgfältig bestimmten Randbedingungen (Eigenschaften der benachbarten Horizonte, Wassermengen) ebenso zuverlässige Werte.

Die eingehende Untersuchung und Beschreibung des hydrologischen Verhaltens eines Gebirgsmoores soll zur Vergrößerung unserer Kenntnisse der Eigenschaften landschaftlicher Besonderheiten beitragen. Ein Moor stellt stets einen Bestandteil der Landschaft dar, der sich von seiner Umgebung wesentlich unterscheidet - eben durch das Vorhandensein höherer Wassermengen und die damit in engem Zusammenhang stehende besondere Pflanzen- und Tierwelt.

Damit kehrt der Betrachter wieder zum Ausgangspunkt der Überlegungen zurück: Wie in den ersten Kapiteln aufgrund der Forschungsergebnisse anderer Autoren vermutet, ist auch für das Mecklenbruch nachgewiesen, daß dieses Moor

keine ausgleichende Rolle im Landschaftswasserhaushalt spielt: die Wasserabgabe erfolgt im selben Maße wie die Zufuhr aus Regen, Schneeschmelze und Hangwasserzuzug, wobei im Sommer die Reaktion verzögert werden kann, wenn aus dem Niederschlag zunächst noch Speicherraum aufgefüllt wird, der infolge Verdunstung entleert war. Auch wenn diese als Argument für die Erhaltung der Moore benutzte Vorstellung einer Ausgleichsfunktion heute widerlegt ist, darf davon nicht abgeleitet werden, daß Moore - besonders in Hochlagen - als schädliche Bestandteile der Landschaft anzusehen seien. Besonders seit die wirtschaftliche Bedeutung als Reservoir von Brennstoffen und landwirtschaftlichen Nutzflächen stark zurückgeht, ist es aus Gründen der Landschaftspflege und der Erhaltung besonderer Biotope nötig, die Moore in ihrem heutigen Zustand zu belassen und zu schützen.

7. Zusammenfassung

Das hydrologische Verhalten eines Gebirgsmoores wurde am Beispiel des Mecklenbruchs im Hochsolling untersucht. Dieses in einer tertiären Grabensenke gelegene Sattelmoor ist rund 1000 m lang und 500 m breit mit einer maximalen Torfmächtigkeit von 5,05 m.

Für die Untersuchung der Wasserbewegung im Boden ist seit einiger Zeit das auch hier angewendete Potentialkonzept eingeführt. Damit können die Schwächen anderer Untersuchungsverfahren vermieden werden, bei denen oft mehrere Komponenten der Wasserhaushaltsgleichung zu einem Restglied zusammengefaßt werden müssen. Die universelle Verwendbarkeit des Potentialkonzepts bei der Analyse der Bewegung des Bodenwassers ist in der Verwendung physikalischer Gesetzmäßigkeiten begründet. Ähnliche Untersuchungen an Gebirgsmooren sind bisher noch nicht bekannt.

Anhand des Potentialkonzepts wurde die Wasserbewegung im Torfkörper, von den seitlichen Hängen in das Moor hinein und aus dem Torfkörper in den darunter lagernden Mineralboden analysiert. Die Potentiale wurden mit Tensiometern und Piezometern bestimmt. Die gesättigte Leitfähigkeit wurde im Feld nach der Houghoudt-Ernst-Methode gemessen. Anhand der Potentialgradienten im Boden wurden daneben die gesättigte und die ungesättigte Leitfähigkeit unter quasistationären Bedingungen ermittelt.

Im Labor wurde die Leitfähigkeit als Funktion der Sättigung mit einem modifizierten Verfahren nach Richards und Weeks (1953) gemessen.

Aufgrund des Verlaufs der Ganglinien bot sich die Einteilung des untersuchten Jahrs 1975 in 5 Perioden an, in denen quasistationäre Bedingungen herrschten. Diese Einteilung war nötig, weil die Behandlung nichtstationärer Vorgänge im Boden in drei Dimensionen unter naturnahen Randbedingungen bisher noch ein ungelöstes Problem ist.

Anhand dieser 5 Perioden mit quasistationärer Wasserbewegung wurde eine Wasserhaushaltsbilanz erstellt. Es wurde nachgewiesen, daß eine Versickerung vom Torfkörper in den Mineralboden von 0,36 mm/Tag stattfindet, die jedoch nicht ausreicht, um den Wasserüberschuß zu entfernen.

In der Wasserhaushaltsbilanz wurden der Niederschlag mit 815 mm, der Hangwasserzuzug mit 32 mm, der Abfluß mit 306 mm, die Vorratsabnahme mit 3 mm sowie die Gesamtverdunstung mit 413 mm bestimmt. Das untersuchte Jahr wies einen unterdurchschnittlichen Wasserumsatz auf.

Der Mineralboden unter der Torfsohle hat entscheidenden Einfluß auf die Versickerungsmengen; seine Leitfähigkeitsfunktion lautet:

$$k_u = e^{-0,037\Psi} \quad (22).$$

Dieser Wert kann als Bezugspunkt für die Leitfähigkeit graduell weniger vernässter Böden angesehen werden. Darüberhinaus ist diese Untersuchung ein Beitrag zur Klärung des alten Streits, ob Moore eine ausgleichende Funktion im Wasserhaushalt ausüben: Das Gegenteil wurde auch für das Mecklenbruch nachgewiesen, das am Rand abgetorft und stellenweise schwach entwässert ist, aber in wesentlichen Teilen des Torfkörpers kaum beeinflusst ist. Die Wasserhaushaltsbilanz läßt darauf schließen, daß hoher Niederschlag, geringe Verdunstung, schwache Hangneigung und geringe Leitfähigkeit des mineralischen Untergrundes die Versumpfung und anschließende Moorbildung im Gebiet des Mecklenbruchs durch ihr Zusammenwirken verursacht haben.

8. Literatur

- Baden, W., Eggelsmann, R. (1961)
Moorhydrologische Untersuchungen am Westrand des
Steinhuder Meeres zur Feststellung eines unterirdi-
schen Seeabflusses
Wasser und Boden 12 : 403-406.
- , (1963)
Zur Durchlässigkeit von Moorböden
Z. Kulturtechnik und Flurber., 224-254.
- , (1964)
Der Wasserkreislauf eines nordwestdeutschen Hochmoores
Schriftenreihe des KfK 12, Verlag Wasser und Boden,
Hamburg
- Bartels, R., Kuntze, H. (1963)
Torfeigenschaften und ungesättigte hydraulische
Leitfähigkeit von Moorböden
Z. Pflz. Ern. u. Bodenkunde 134 : 125-135.
- Benecke, P. (1970)
Aspekte zum Verhalten des Bodenwassers am Beispiel
eines geschichteten Bodens
Mitt. DBG 11 : 47-56.
- (1976)
Soil Water Relations and Water Exchange of Forest
Ecosystems
In: Ecological Studies. Analysis and Synthesis, Vol. 19
Springer Verlag Berlin Heidelberg, Ed.: O. L. Lange,
L. Kappen, E.-D. Schulze
- Boast, C.W., Kirkham D. (1971)
Auger Hole Seepage Theory
Soil Sci. Soc. Am. Proc. 35, 3 : 365-373.
- Childs, E.C. (1969)
An Introduction to the Physical Basis of Soil Water
Phenomena
J. Wiley & Sons, London
- Chow, V.T. (1964)
Handbook of Applied Hydrology
McGraw-Hill, New York
- Doering, E.J. (1960)
Soil Water Diffusivity by the One-step method
Soil Sci. 99 (5) : 322-327
- Dwight, H.B. (1969)
Tables of Integrals and other Mathematical Data
The Macmillan Co., Toronto
- Eggelsmann, R. (1954)
Über die Bestimmung der Verdunstung von bewachsenen
Moorböden
Festschrift 100 Jahre Bauschule Suderburg

- Eggelsmann, R. (1960)
Über den unterirdischen Abfluß aus Mooren
Wasserwirtschaft 50, 6 : 149-154.
- (1964a)
Verlauf der Grundwasserströmung in entwässerten Mooren
Mitt. DBG. 2 : 129-139.
 - (1964b)
Die Verdunstung der Hochmoore und deren hydrographischer
Einfluß
Dt. Gewässerkd. Mitt. 8, 6 : 138-147.
 - (1967)
Oberflächengefälle und Abflußregime der Hochmoore
Wasser und Boden 8 : 247-252.
 - (1973)
Zur Hydrologie der "Deutschen Sandmischkulturen"
(Tiefpflugkulturen)
Z. Kulturtechnik u. Flurber. 14 : 168-177.
- Ernst, L.F. (1950)
Een nieuwe formule voor de berekening van de doorlaat-
factor met de boorgatenmethode
Rap. Landbouwproefsta. en Bodemkundig Inst. T.N.O.,
Groningen.
- Ferda, J., Pasák, V. (1969)
Hydrologic and Climatic Function of Czechoslovak
Peat Bogs
Scientific Monographs, Prag 1969 (tschechisch m.
englischer Zusammenfassung)
- Firbas, F. (1926)
Über einige hochgelegene Moore Vorarlbergs und ihre
Stellung in der regionalen Waldgeschichte Mittel-
europas
Z. Botanik 18 : 545-587.
- (1952)
Waldgeschichte Mitteleuropas II
Jena 1952
- Gardner, W.R., Micklich, F.J. (1962)
Unsaturated Conductivity and Diffusivity Measurements
by a Constant Flux Method
Soil Sci. 93 : 271-274.
- Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000, Blatt 4223
Sievershausen,
Hrsg. v. Nds. Landesamt f. Bodenforschung Hannover 1974.
- Graupner, A. (1946)
Gutachten über das Torfmoor Mecklenbruch bei Silberborn
(Unveröffentl. Gutachten für den Regierungspräsidenten
Hildesheim)
- Herrmann, A. (1974)
Geologische Karte von Niedersachsen 1 : 25000.
Erläuterungen zu Blatt Sievershausen Nr. 4423
Nds. LA. f. Bodenforschung

- Hillel, D. (1971)
Woil and Water. Physical Principles and Processes
Academic Press. New York, London
- Houghoudt, S.B. (1936)
Bijdragen tot de kennis van eenige natuurkundige
grootheden van den grond, Teil 4
Versl. Landb. Ond. 42 : 449-541, Algemeene Landsdrukkerij,
The Hague
- Hueck, K. (1928)
Die Vegetation und Oberflächengestaltung der Oberharzer
Hochmoore
Beitr. z. Naturdenkmalpflege 12 : 151-214.
- Knörzner, K.H. (1949)
Die Vegetation des Torfmoores im Solling und die nach-
eiszeitliche Waldgeschichte dieses Gebirges auf Grund
der Pollenuntersuchungen
Unveröffentl. Staatsexamenarbeit Göttingen (Zit.n.Firbas
1952)
- Linsley, R.K., Franzini, I.B. (1964)
Water Resources Engineering
McGraw-Hill, New York
- Müller, W., Renger, M., Benecke, P. (1970)
Bodenphysikalische Kennwerte wichtiger Böden, Erfassungs-
methodik, Klasseneinteilung und kartographische Darstellung
Beih. Geol. Jahrbuch, Bodenkdl. Beiträge 99/2
- Watermann, E. (1965)
Das Wesen der Hochmoore aus gewässerkundlicher Sicht
Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 9 : 135-146.
- Penman, H.L. (1948)
Natural evaporation from open water, bare soil and grass
Prog. Roy. Soc. A 193 : 120-145.
- Renger, M., Bartels, R., Strebel, P., Giesel, W. (1976)
Kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser und Infiltration
bei Moorböden
Geolog. Jahrbuch 3 : 9-51.
- Richards, L.A. (1941)
A pressure membrane extraction apparatus for soil solution
Soil. Sci. 51 : 377.
- Richards, S.I., Weeks, L.V. (1953)
Capillary Conductivity Values from Moisture Yield and
Tension
Measurements on Soil Columns
Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 17 : 206-209.
- Rose, C.W. (1966)
Agricultural Physics
Pergamon Press, Oxford
- Rudolph, K., Firbas, F. (1925)
Die Hochmoore des Erzgebirges
Beih. Botan. Centralblatt XLI, 1/2; 2-162.

- Rudolph, K., Firbas, F. (1927)
Paläofloristische und stratigraphische Untersuchungen
böhmischer Moore, III. Die Moore des Riesengebirges
Beih. Botan. Centralblatt 43, 2. Abtl.: 69-144.
- , -, Sigmond, H. (1928)
Das Koppenplanmoor im Riesengebirge
Lotos 76 : 173-222.
- Rüster, P. (1921)
Die Subalpinen Moore des Riesengebirgskammes
Diss. Breslau 1921 (Auszug in Kulturtechniker 25, 1/2;
1922)
- Schneekloth, H. (1967)
Vergleichende pollenanalytische und C¹⁴-Datierung an
einigen Mooren im Solling
Geolog. Jahrbuch 84 : 717-734.
- Scholz, H. (1949)
Der Aufbau der Hochmoore als Ausdruck von Klima-
schwankungen unter besonderer Berücksichtigung des
Mecklenbruchs im Solling
Unveröff. Staatsexamenarbeit, Göttingen (Zit. nach
Firbas 1952)
- Schröder, G. (1968)
Landwirtschaftlicher Wasserbau
Springer Verlag, Berlin
- Schuch, M. (1964)
Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit nach der Bohrloch-
methode und an ungesättigten Bodenproben in bayerischen
Moorvorkommen
Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 2 : 169-177.
- Steckhan, H.-U. (1961)
Pollenanalytisch-vegetationsgeschichtliche Untersuchungen
zur frühen Siedlungsgeschichte im Vogelsberg, Knüll und
Solling
Flora 150. 4 : 514 (1961)
- Strebel, O. (1970)
Messung der Bodenwasserspannung mit Hg-Manometer-
Tensiometern bei Lufttemperaturen unter 0°C
Z.Pflz. Ern. Düng. Bodkde. 126 : 111-116.
- Uden, O. (1946)
Gutachten über etwaige wasserwirtschaftliche Auswirkungen
bei einer Abtorfung des Mecklenbruchs bei Silberborn im
Solling
(Unveröffentl. Gutachten für den Regierungspräsidenten
Hildesheim)
- (1972)
Gebirgshochmoore und Wasserwirtschaft am Beispiel des
Brockenfeldmoores im Oberharz
Schriftenreihe des KfK 21, Verlag Wasser und Boden,
Hamburg.

- Schmeidl, H., Schuch, M., Wanke, R. (1970)
Wasserhaushalt und Klima einer kultivierten und
unberührten Hochmoorfläche am Alpenrand
Schriftenreihe des KfK 19, Verlag Wasser und Boden,
Hamburg.
- Vidal, H. (1961)
Ergebnisse vergleichender Abfluß- und Grundwasser-
beobachtungen auf einer unberührten bzw. kultivierten
Hochmoorfläche in den südlichen Chiemseemooren im
Abflußjahr 1960
Bayr. Ldw. Jahrbuch 38 : 701-717.

