

# Dynamik des Wasserhaushaltes in Niedermooren

vorgelegt von  
Diplom-Geograph  
Kai Schwärzel  
aus  
Dresden

Vom Fachbereich 7 – Umwelt und Gesellschaft –  
der Technischen Universität Berlin  
zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor der Naturwissenschaften  
- Dr. rer. nat. –

genehmigte Dissertation

Berichter: Prof. Dr. Gerd Wessolek  
Berichter: Prof. Dr. Manfred Renger  
Berichter: Prof. Dr. Jutta Zeitz

Tag der wissenschaftlichen Aussprache: 17. Juli 2000

Berlin 2000

D83

## Zusammenfassung

Die Entwässerung und intensive Nutzung der Niedermoore führt zu Veränderungen der bodenphysikalischen Eigenschaften. Das Ausmaß dieser Veränderungen wird anhand von bodenphysikalischen Kennwerten dargestellt und diskutiert. Für eine große Anzahl von unterschiedlichen Torfen wurden die hydraulischen Eigenschaften (Wasserretention und ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit) im Labor und z.T. auch im Freiland experimentell bestimmt. Freiland-Untersuchungen zur Hysterese der Bodenwassercharakteristik zeigten, dass sich die Bodenfeuchtegehalte im Desorptions- und Adsorptionsverlauf bei gleicher Wasserspannung um bis zu 30 Vol.-% unterscheiden können. Während der Erstellung von Labor-Wasserretentionskurven wurde die wasserspannungsabhängige Schrumpfung der Torfe quantifiziert. Die gering von pedogenen Prozessen betroffenen Torfe aus dem wassergesättigten Tiefenbereich zeigten bereits bei Wasserspannungen von 60 hPa erste Schrumpferscheinungen. Bis zur pF-Stufe 4,2 verloren diese Torfe fast 40 % ihres ursprünglichen Volumens. Bei den oberflächennah lagernden Torfen war der Volumenverlust mit 5 bis 7 Vol.-% bei pF 4,2 deutlich geringer. Zudem waren die ersten Schrumpferscheinungen erst bei relativ hohen Wasserspannungen (> 1000 hPa) beobachtbar. Aufgrund der entwässerungsbedingten Schrumpfung ist die Ableitung der Porengrößenverteilung aus der Wasserretention vor allem im oberen Wasserspannungsbereich mit Fehlern behaftet.

Mit Hilfe eines Simulationsmodells wurde der Einfluss der Bodenentwicklung, der Moormächtigkeit und der Substrattypen auf den kapillaren Aufstieg in Abhängigkeit von der Grundwassertiefe geprüft. (i) Unterschiede in der Stratigraphie und in der Pedogenese zeigen sich durch Unterschiede in der Intensität der kapillaren Nachlieferung aus dem Grundwasser. In Mehrschicht-Profilen ist bei Mulm-Standorten eine Verringerung der kapillaren Aufstiegsraten gegenüber den Erd-Niedermoor-Standorten zu verzeichnen. (ii) Der Einfluss des Anstehenden (Substrattyp) nimmt mit abnehmender Torfmächtigkeit zu. Der kapillare Aufstieg verringert sich von den mit Feinsand, über die mit Kalkmudde und zu den mit Detritusmudde unterlagerten Torfen.

Mit neu entwickelten und mit Sonden bestückten Grundwasserlysimetern wurden die Bodenfeuchte- und Wasserspannungsverläufe, die reale Evapotranspiration und der kapillare Aufstieg in Abhängigkeit vom Grundwasser-Flurabstand sowie die tiefenabhängige Wasseraufnahmerate der Pflanzenwurzeln ermittelt. Die erhobenen Daten dienen zur Entwicklung, Kalibrierung und Validierung eines Wasserhaushaltsmodells. Die Verdunstung wird dabei nach dem Penman-Monteith-Ansatz berechnet. Der dazu benötigte Bestandeswiderstand wurde aus den Messdaten als Restgröße berechnet. Erstmals konnte für Rohrglanzgras (*Phalaris arund.*) die Abhängigkeit der Verdunstung von der im Wurzelraum vorherrschenden Wasserspannung experimentell nachgewiesen werden. Über einen neuartigen Ansatz wird dieser Sachverhalt im Wasserhaushaltsmodell berücksichtigt.

Durch Modellrechnungen wurde der Einfluss der Grundwassertiefe auf den Wasserverbrauch, den kapillaren Aufstieg und die CO<sub>2</sub>-Freisetzung für Erd- und Mulm-Niedermoore untersucht. Die Simulationsergebnisse verdeutlichen, dass durch die Wahl der Grundwassertiefe der Torfabbau beschleunigt oder verlangsamt werden kann. Für eine niedermoorschonende Nutzung bei mechanisierter Bearbeitung sollten Grundwasserstände von 40 cm unter Flur eingehalten werden. Diese Grundwassertiefe stellt einen Kompromiss zwischen Trockenmasseertrag, Torfmineralisation und Gasemission dar. Der Torfabbau kann damit zumindest verlangsamt werden. Für einen wirklichen Moorschutz ist die landwirtschaftliche Nutzung der Moore aufzugeben und die Grundwasser-Flurabstände auf Höhe der Geländeoberfläche einzustellen. Dies ist aber aus sozioökonomischen, betriebswirtschaftlichen, hydrotechnischen und hydrologischen Gründen nur bedingt möglich. Deshalb sind in den landwirtschaftlich genutzten Niedermooren schützenswerte Areale auszuweisen. In Betracht kommen dabei vor allem die mächtigen, nur gering von Bodenentwicklungsprozessen geprägten Niedermoore.

<b>1</b>	<b>Einleitung.....</b>	<b>1</b>
	<i>1.1 Allgemeines.....</i>	<i>1</i>
	<i>1.2 Vorherige Arbeiten.....</i>	<i>2</i>
	<i>1.3 Zielsetzung.....</i>	<i>2</i>
<b>2</b>	<b>Methoden.....</b>	<b>3</b>
	<i>2.1 Feld.....</i>	<i>3</i>
	<i>2.2 Labor.....</i>	<i>5</i>
<b>3</b>	<b>Untersuchungsgebiet und Versuchsstandorte.....</b>	<b>7</b>
	<i>3.1 Geographische Lage.....</i>	<i>7</i>
	<i>3.2 Geologie.....</i>	<i>8</i>
	<i>3.3 Genese.....</i>	<i>8</i>
	<i>3.4 Historische Entwicklung und Nutzung.....</i>	<i>9</i>
	<i>3.5 Moormächtigkeiten und Böden.....</i>	<i>11</i>
	<i>3.6 Klima.....</i>	<i>12</i>
	<i>3.7 Versuchsstandorte.....</i>	<i>13</i>
<b>4</b>	<b>Kennzeichnung der Bodenentwicklung.....</b>	<b>16</b>
<b>5</b>	<b>Bodenhydraulische Eigenschaften.....</b>	<b>19</b>
	<i>5.1 Einleitung.....</i>	<i>19</i>
	<i>5.2 Bodenfeuchtemessung durch TDR-Technik.....</i>	<i>20</i>
	<i>5.3 Wasserretention.....</i>	<i>25</i>
	<i>5.4 Hydraulische Leitfähigkeit.....</i>	<i>34</i>
	<i>5.5 Parametrisierung.....</i>	<i>49</i>
	<i>5.6 Zusammenfassung.....</i>	<i>52</i>
<b>6</b>	<b>Wasserhaushaltskomponenten.....</b>	<b>54</b>
	<i>6.1 Einleitung.....</i>	<i>54</i>
	<i>6.2 Bodenwasserverhältnisse.....</i>	<i>61</i>

6.3	<i>Kapillarer Aufstieg</i> .....	69
6.4	<i>Wasseraufnahme durch die Pflanzenwurzeln</i> .....	83
6.5	<i>Evapotranspiration</i> .....	86
6.6	<i>Zusammenfassung</i> .....	96
<b>7</b>	<b>Modellanwendung</b> .....	<b>99</b>
7.1	<i>Einführung</i> .....	99
7.2	<i>Grundwassertiefe und Wasserverbrauch</i> .....	99
7.3	<i>Grundwassertiefe und Torfmineralisation</i> .....	103
7.4	<i>Grundwassertiefe und Befahrbarkeit</i> .....	105
7.5	<i>Wasserverbrauch und Ertrag</i> .....	107
7.6	<i>Einfache Ansätze zur Schätzung der realen Evapotranspiration</i> .....	107
<b>8</b>	<b>Fazit</b> .....	<b>112</b>
<b>9</b>	<b>Anhang</b> .....	<b>I</b>
9.1	<i>Eigenschaften der untersuchten Torfe</i> .....	<i>I</i>
9.2	<i>Tabellen zum kapillaren Aufstieg in Niedermooren</i> .....	<i>IV</i>
9.3	<i>Tabellenverzeichnis</i> .....	<i>IX</i>
9.4	<i>Abbildungsverzeichnis</i> .....	<i>X</i>
9.5	<i>Literaturverzeichnis</i> .....	<i>XIV</i>
<b>10</b>	<b>Danke!</b> .....	<b>XXII</b>



## 1 Einleitung

### 1.1 Allgemeines

Typisch für das nordostdeutsche Tiefland sind großflächig auftretende Niedermoorgebiete wie z.B. die havelländischen Niederungen oder die Friedländer Große Wiese. In Brandenburg finden sich auf 7,3 % der Gesamtfläche Moorbildungen. Das entspricht einer Fläche, die mehr als doppelt so groß ist wie das Land Berlin. Für den Landschaftshaushalt sind diese Moorflächen also durchaus bedeutsam.

Moore nehmen im Stoffhaushalt der Natur eine Sonderstellung ein. Diese leitet sich aus der ständigen Akkumulation von organischem Material im wachsenden Moor ab (KUNTZE 1993). Die laufende Ansammlung von abgestorbenem Pflanzenmaterial ist an einen fortwährenden Anstieg des Grundwasserspiegels gebunden. Infolge des Sauerstoffmangels werden die mikrobiellen Umsetzungsprozesse der am Standort gebildeten Biomasse weitgehend unterbunden. Stickstoff und Kohlenstoff reichern sich an und werden dem Stoffkreislauf entzogen. Moore stellen somit bedeutende Nährstoffsinken dar. KUNTZE (1993) schätzt, dass in den Niedermooren Deutschlands rund 120 Mio. t organisch gebundener Stickstoff und 1,8 Mrd. t Kohlenstoff gespeichert sind. Natürliche Moorökosysteme besitzen aufgrund ihrer Nährstoffakkumulierung und Wasserspeicherung ausgeprägte Regelungsfunktionen im Landschaftshaushalt. Sie fungieren als Lebensraum für eine spezialisierte Flora und Fauna. Naturnahe Niedermoore zeichnen sich durch eine große biologische Vielfalt aus.

Der hohe Wassergehalt in den Mooren und das geringe Festsubstanzvolumen der Torfe haben zur Folge, dass erst die Entwässerung einen tragfähigen Torfkörper als Bedingung jeglicher Nutzung ermöglicht. Die damit einhergehende Belüftung des Torfes führt zu einem oxydativen Torfverzehr. Durch die z.T. über mehrere Jahrhunderte andauernde Nutzung haben viele Moore ihren ursprünglichen Charakter verloren. Aus nährstoff- und wasserspeichernden Senken entwickelten sich je nach Entwässerungsgrad und Nutzungsintensität umweltbelastende Quellen.

Die ländliche Wasserwirtschaft in den Feuchtgebieten Nordostdeutschlands war bis in die jüngste Vergangenheit fast ausschließlich auf die landwirtschaftlichen Zielvorstellungen der Standortverbesserung – Melioration – für Ackerbau und Grünlandwirtschaft ausgerichtet (QUAST 1999). Veränderte ökonomischen Rahmenbedingungen (sinkende Nachfrage nach Agrarprodukten) bieten die Chance einer Nutzung, die stärker als bisher den Interessen des Boden-, Natur- und Umweltschutzes gerecht wird. Als Steuergröße einer moorschonenden Nutzung kommt dabei der Wasserbewirtschaftung eine entscheidende Bedeutung zu.

Grundlage für eine künftige Planung der Wasserbewirtschaftung stellt die Kenntnis des Wasserverbrauchs und -bedarfs in Abhängigkeit vom Grundwasser-Flurabstand dar. Während die Niederschlags- und Abflussmengen messtechnisch relativ leicht erfassbar sind, ist die Quantifizierung der Verdunstung bei grundwassernahen Standorten ein noch nicht befriedigend gelöstes Problem (DVWK 1996).

## 1.2 Vorherige Arbeiten

MUNDEL (1982a) veröffentlicht, ausgehend von langjährigen Lysimeterexperimenten<sup>1</sup> Regressionsgleichungen, die es gestatten, für Niedermoore die täglichen Evapotranspirationsraten aus dem Grundwasser bei verschiedenen Grundwassertiefen in Abhängigkeit vom Sättigungsdefizit der Luft und der Globalstrahlung zu ermitteln. RENGER & WESSOLEK (1990) entwickelten ein Verfahren, bei der die Verdunstung in Einzeljahren berechnet werden kann. Gegenwärtig stellen die von MUNDEL (1982a) und RENGER & WESSOLEK (1990) erarbeiteten empirischen Gleichungen die einzige Möglichkeit dar, für die nordostdeutschen Niedermoore den Wasserverbrauch in Abhängigkeit vom Grundwasser-Flurabstand zu ermitteln.

Bei grundwassernahen Standorten wird die Evapotranspirationsrate maßgeblich durch den kapillaren Wasseraufstieg aus dem Grundwasser beeinflusst. Zu diesem Thema liegen für Moore zwar schon eine Reihe von Untersuchungen vor (u.a. RJTEMA 1965, RENGER et al. 1976, SAUERBREY 1981, ILLNER & BOHNE 1980, BRANDYK & WESSELING 1985, ZEITZ, 1988, BRANDYK et al. 1995), Forschungsbedarf besteht aber hinsichtlich des Einflusses von Bodenentwicklung, Moormächtigkeit und Substrattyp auf die Rate des kapillaren Aufstieges in Abhängigkeit von der Grundwassertiefe.

## 1.3 Zielsetzung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der experimentellen Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten in landwirtschaftlich genutzten Niedermooren. Ziel ist es, ein Modell zu entwickeln, mit dem die Evapotranspiration in Niedermooren nach physikalischen Prinzipien aus meteorologischen Daten unter Berücksichtigung pflanzen- und bodenspezifischer Parameter berechnet werden kann. Mit Hilfe des Modells sollen dann Fallstudien zum Wasserverbrauch und auch zur Stofffreisetzung durchgeführt werden. Aus den Ergebnissen der Simulationsrechnungen zur realen Verdunstung lassen sich zudem einfache Verfahren zur Schätzung der realen Verdunstung in Niedermooren ableiten. Grundlage für den Einsatz von physikalisch begründeten Bodenwasserhaushaltsmodellen stellt die Kenntnis der bodenhydraulischen Eigenschaften des porösen Körpers dar. Ein wesentlicher Schwerpunkt der Arbeit besteht in der experimentellen Erfassung dieser für die Modellierung so wichtigen Größen.

---

<sup>1</sup> Bei den Lysimetern handelt es sich überwiegend um Bodenmonolithe, die aus ihrer natürlichen Lagerung entnommen wurden, zum Teil auch um geschüttete Böden. Erfasst wird der Wasserverbrauch aus dem Grundwasser in Abhängigkeit vom Grundwasserstand für verschiedene Vegetations- und Bodenformen. Bodenfeuchteänderungen werden nicht berücksichtigt.



## 2 Methoden

Die im Feld und im Labor erhobenen Messwerte und die dazu verwendeten Methoden werden im Folgenden tabellarisch ausgewiesen.

### 2.1 Feld

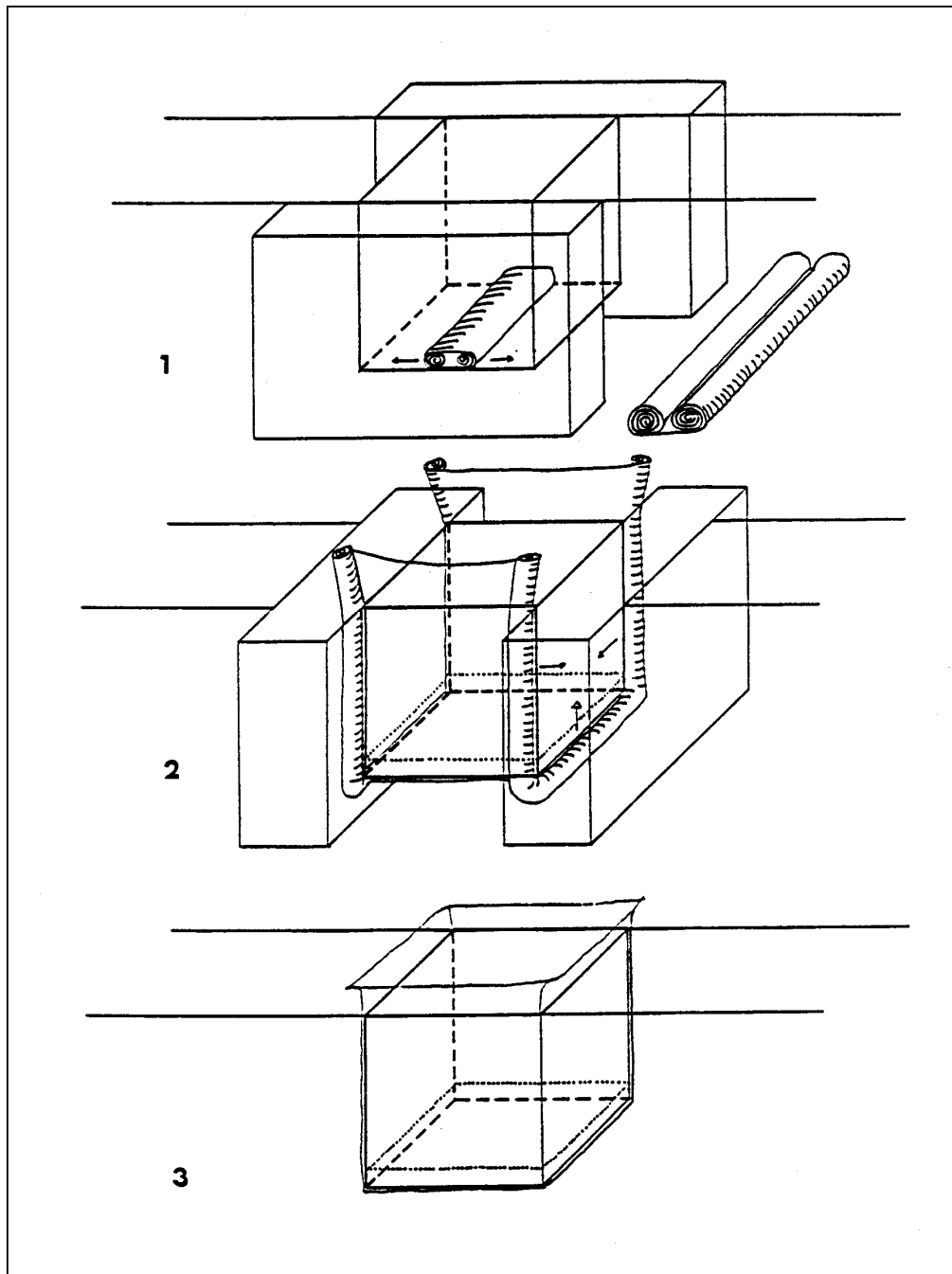
Versuchsflächen wurden auf zwei Standorten des Rhinluchs angelegt. Ein Standort befindet sich in der Nähe der Ortschaft Langen, der zweite unweit des Ortes Wall. In Tabelle 2-1 sind im Überblick die auf den Standorten erhobenen Parameter aufgelistet.

**Tabelle 2-1: Datenerhebung im Feld**

Parameter	Methode
<b>Wasserspannung</b>	1. Einstich-Tensiometer 2. Spülbare Druckaufnehmer-Tensiometer
<b>Bodenfeuchte</b>	TDR-Sonden und Gerät der Firma Easy Test
<b>Hydraulische Leitfähigkeit</b>	instationäres Verdunstungsverfahren
<b>Aktuelle Evapotranspiration/ Kapillarer Aufstieg</b>	Grundwasser-Lysimeter
<b>Bodentemperatur</b>	1. temperaturmessfähige TDR-Sonden 2. Temperaturfühler (PT 100)
<b>Grundwasserstand</b>	Schlagfeste 0,5 mm geschlitzte PVC-Rohre (d = 5 cm)
<b>Niederschlag</b>	Regenmesser nach Hellmann, korrigiert nach RICHTER (1995)
<b>Lufttemperatur</b>	Messfühler PT 100, Messung in 2 m Höhe
<b>Luftfeuchte</b>	Messung in 2 m Höhe
<b>Windgeschwindigkeit/ - richtung</b>	Messung in 2 m Höhe
<b>Globalstrahlung</b>	Pyranometer CM7, Firma Kipp & Konen (Die Daten wurden vom Zalf Müncheberg (Ralf Tauschke) im Rhinluch erhoben und dankenswerter Weise zur Verfügung gestellt.)

Die Intensität der Messwerterhebung auf beiden Flächen unterscheidet sich. Die zeitlich und räumlich am intensivsten untersuchte Fläche ist die in der Nähe der Ortschaft Langen gelegene Fläche (s. Kap. 3.7), die schon seit den 70er Jahren vom Fachgebiet Ökologie der Ressourcennutzung der Humboldt-Universität zu Berlin als Experimentierfeld genutzt wird. Nur dort wurden neuentwickelte Grundwasser-Lysimeter zur Erfassung der Wasserhaushaltskomponenten benutzt (BOHL et al. 1996). Bei den Lysimetern handelt es sich um im Freiland in abdichtende Folie verpackte, ungestörte Bodenmonolithe. Sie sind in etwa

1 m tief und nehmen eine Fläche von 0,7 bis 0,9 m<sup>2</sup> ein. In Abbildung 2-1 ist die Vorgehensweise beim Bau der Lysimeter schematisch dargestellt.



**Abbildung 2-1: Prinzip des Lysimeterbau (aus BOHL et al. 1996)**

Zuerst wird die Basis des zu verpackenden Torfkörpers an zwei gegenüberliegenden Seiten freigelegt. Anschließend wird in der gewünschten Tiefe, jeweils beginnend in der Mitte der beiden freigelegten Seiten, von Hand ein etwa faustgroßer Tunnel gegraben. In diesen wird die zweiseitig nach innen aufgerollte Folie eingeführt.

Das Ausrollen der Folie zu den Seiten hin erfolgt durch die schrittweise Verbreiterung des Tunnels. Zur Stützung des Torfkörpers muss unter der Folie freiwerdendes Volumen mit Sand verfüllt werden. Durch dieses Vorgehen wird die Basis des künftigen Lysimeters schrittweise

abgedichtet. Die herausragenden, noch nicht vollständig ausgerollten Folienenden werden an die aufgegrabenen Seitenflächen angelegt. Jetzt kann die Abgrabung wieder verfüllt werden. Abschließend werden die beiden anderen Seitenflächen des Quaders offengelegt, die Folie vollständig ausgerollt und die Gruben wieder geschlossen.

Die Lysimeter wurden in einer räumlichen Auflösung von 10 cm mit horizontal eingebauten spülbaren automatisierten Druckaufnehmer-Tensiometern sowie TDR-Sonden versehen. Zur Einstellung von verschiedenen Grundwasserständen im Lysimeter wurden mit einer Steuerungsanlage gekoppelte Beobachtungsrohre eingebracht (Abbildung 6-8). Das Messprinzip wird ausführlich in Kapitel 6.3 erläutert. Die unterschiedliche Intensität der Instrumentierung der beiden Standorte mit Messtechnik zeigt Tabelle 2-2.

**Tabelle 2-2: Instrumentierung der beiden Standorte mit Messtechnik**

Messtechnik	Standort Langen	Standort Wall
<b>Einstich-Tensiometer</b>		
Tiefenabstand [cm]	10	10
Wiederholungen	5	3
Maximale Tiefe [cm]	100	100
Zeitliche Auflösung der Messung	wöchentlich	alle 3 bis 4 Tage
<b>TDR-Sonden</b>		
Tiefenabstand [cm]	10	10
Wiederholungen	3	3
Maximale Tiefe [cm]	100	100
Zeitliche Auflösung der Messung	ein- bis zweimal pro Woche	alle 3 bis 4 Tage
<b>GW-Beobachtungsrohre</b>	5	2
<b>Lysimeter mit automatisierten Druckaufnehmer-Tensiometern und TDR-Sonden in 10 cm Auflösung</b>	4	keine
<b>Klimastation mit stündlicher Aufnahme der Messwerte</b>	Lufttemperatur / -feuchte, Niederschlag, Bodentemperaturen, Windgeschwindigkeit/ -richtung	Lufttemperatur/ -feuchte, Niederschlag, Bodentemperaturen

## 2.2 Labor

Aus jedem Bodenhorizont der Messflächen wurden Stechzylinderproben zur physikalischen, hydraulischen und chemischen Charakterisierung entnommen. Die im Labor bestimmten Eigenschaften und die dazu verwendeten Methoden sind in Tabelle 2-3 aufgeführt.

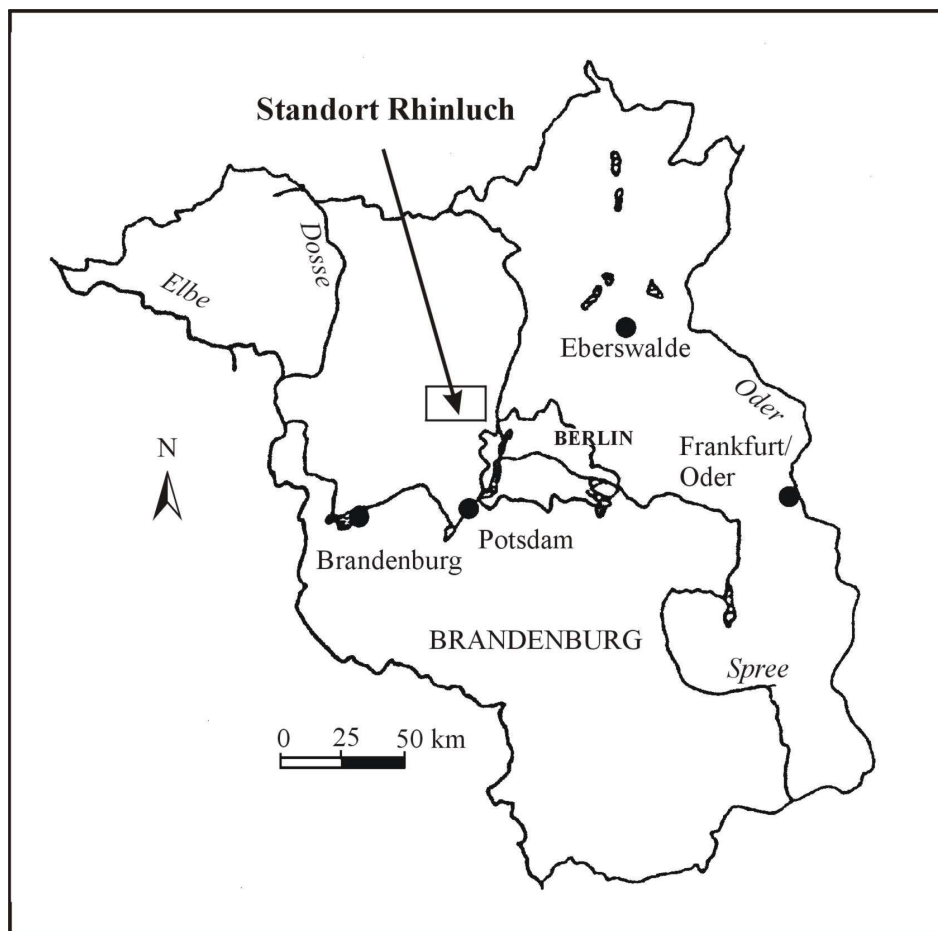
Tabelle 2-3: Datenerhebung im Labor

Eigenschaft	Methode
Trockenrohdichte $d_B$ [ $\text{g cm}^{-3}$ ]	Thermogravimetrische Trocknung bei $105^\circ\text{C}$ (DIN 19683)
Partikeldichte $d_F$ [ $\text{g cm}^{-3}$ ]	Heliumpyknometer (Quanta Chrome) (DIN 19683)
Glühverlust X [M.-%]	Vierstündige Veraschung bei $550^\circ\text{C}$
Gesamtporenvolumen GPV	Rechnerisch aus $d_B$ und $d_F$ (DIN 19683)
Wasserretentionskurve	Bis pF 2,0 hängende Wassersäule, ab pF 2,2 Überdruck im Drucktopf, vierfache Wiederholung, $100 \text{ cm}^3$ -Stechzylinder
Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit $K_{\text{Sat}}$	Haubenpermeameter nach HARTGE (1966)
Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit KU	Stationär und instationär nach PLAGGE (1991) in dreifacher Wiederholung an 10 cm hohen Stechzylindern ( $237$ bzw. $550 \text{ cm}^3$ )
Schrumpfung	Vermessung mit Schieblehre nach jeder pF-Stufe
C- und N-Gehalte	Verbrennung der Probe bei $1150^\circ\text{C}$ (Fa. Carlo Erba ANA 1500)
pH	Elektropotentiometrisch in $0,01 \text{ m CaCl}_2$

### 3 Untersuchungsgebiet und Versuchsstandorte

#### 3.1 Geographische Lage

Das Untersuchungsgebiet „Oberes Rhinluch“ ist ca. 60 km nordwestlich von Berlin im Thorn-Eberswalder-Urstromtal gelegen. Es gehört zu den havelländischen Niederungen, einem Niedermoorgebiet mit einer Flächenausdehnung von ca. 87 000 ha (Abbildung 3-1).



**Abbildung 3-1: Lage des Untersuchungsgebietes**

Als Rhinluch wird die vom Rhin durchflossene bzw. durch ihr Grabensystem zu ihm entwässernde Niederung verstanden (SCHNEIDER 1966). Es erstreckt sich von der Talwasserscheide zwischen Rhin und oberer Havel im Schleuener Luch und vom Neukammer Luch im Osten bis zur unteren Havel zwischen Gülper See und Vehlgast im Westen.

Im Süden verläuft die Grenze des Rhinluchs entlang einer Reihe kleiner Grundmoräneninseln: Den „Ländchen“ Glin mit Bellin, Friesack und Rhinow. Die Nordgrenze bildet der zusammenhängende Südabfall des baltischen Landrückens (SCHNEIDER 1966).

Ein dünenbesetzter Talsandriegel bei Damm, nordöstlich von Friesack, unterteilt das so umrissene Rhinluch in einen tiefer gelegenen westlichen und einen höher gelegenen östlichen Abschnitt. Diese werden daher als „Unteres“ und „Oberes“ Rhinluch bezeichnet (SCHNEIDER 1966).

### **3.2 Geologie**

Die holozänen Bildungen der Niederungen, Rinnen und Becken des Rhinluchs bedecken im Eberswalder Haupttal den glazialen Talboden. Abgesehen von diesen Sedimenten treten im Untersuchungsgebiet nur Bildungen des Weichselglazials zu Tage. Mit Ausnahme einer kleinen Geschiebemergelinsel in der Nähe der Ortschaft Wall bestehen diese pleistozänen Ablagerungen im Rhinluch aus Tal- und Dünensanden.

Die 10 bis 15 m mächtigen Talsande lagern den Moorbildungen i.d.R. unter. Die Sande sind gradiert geschichtet: An der Obergrenze finden sich Feinsande, an der Basis mehr oder weniger kiesige Lagen. Der anstehende Geschiebemergel stellt eine weichselglaziale Ablagerung dar. Die Talsande, zum Teil bedeckt von Geschiebedecksand und jüngeren Abschlämmsmassen, keilen in Richtung der Grundmoränenplatten aus. Nur an den Rändern des Neukammer und des Schleuener Luchs sowie in der Tremnitzniederung reichen die Talsande in größerer Ausdehnung an die Oberfläche heran.

Nach dem Rückzug des Inlandeises wurde durch die Tätigkeit des Windes von dem noch vegetationsfreien Gelände Sand zu Flugsandfeldern und Dünen zusammengetrieben. Letztere bilden im Rhinluch Strichdünen aber auch einzelne Dünenkuppen. Auf den Dünenbildungen wurden später Siedlungen angelegt (z.B. Zietenhorst oder Linumhorst).

### **3.3 Genese**

Die die brandenburgischen und mecklenburgischen Niedermoore fassenden Urstromtäler stellen Schmelzwasserbahnen der Inlandgletscher dar. Nach dem Rückzug der Gletscher vor etwa 12000 Jahren wurde das weitgehend ausgeglichene glaziale Relief der Urstromtäler durch fluviatile Zerschneidung, Dünenbildung und das Austauen von mit Schutt bedeckten Toteisresten überformt (SCHNEIDER 1966). Spätglaziale Flachseen entstanden.

Die Moorbildung im Rhin-Havelluch setzt nach MUNDEL (1969) im Präboreal vor etwa 8 bis 10000 Jahren ein, als die im Spätglazial entstandenen Flachseen verlandeten. Grobpflanzliche Mudden, später Radizellen- und Schilftorfe, zeugen davon (SUCCOW 1988).

Als Folge einer natürlichen Grundwasserabsenkung kamen diese Vorgänge im Boreal zum Erliegen. Birken- und Erlenbruchtorfe schließen die Torfbildung in den weitgehend verlandeten Gewässern ab.

Trotz gelegentlicher Versumpfung hielt die Phase stagnierender Moorbildung über das gesamte Atlantikum an. In den Moorniederungen wuchsen zum Teil Eichenwälder; nur noch partiell in den tiefsten Stellen fand ein Torfwachstum statt (SUCCOW 1988). Die oberste Torfschicht vererdete. MUNDEL (1969) datiert diese, von ihm als „fossiler Horizont“ angesprochene Schicht, mit Hilfe der  $C_{14}$ -Methode auf ein Alter von 5000 Jahren.

Das feuchter und kühler werdende Klima im Subatlantikum bewirkte mit dem allmählichen Grundwasseranstieg eine weitflächige Versumpfung. Aus diesem Prozess resultierend entstanden die großräumigen Moore in den brandenburgischen und südwestmecklenburgischen Urstromtälern (SUCCOW 1988).

### 3.4 Historische Entwicklung und Nutzung

Die Nutzungsgeschichte des Rhinluchs wurde durch ZEITZ & LEHRKAMP (1999) durch Auswertung historischer Karten rekonstruiert. Die folgenden Angaben entstammen im Wesentlichen dieser Arbeit. Bis zum Ende der DDR 1989 sind im Rhinluch sechs wichtige Entwicklungszeiträume zu unterscheiden (Tabelle 3-1).

**Tabelle 3-1: Entwicklungszeiträume im Oberen Rhinluch** (aus ZEITZ & LEHRKAMP 1999)

Zeitraum	Zeiträume
bis 1786	Natürlicher Zustand, beginnende anthropogene Nutzung
1786- 1882	Intensive Torfwirtschaft
1882 – 1911	Auslaufende Torfwirtschaft mit nachfolgender Versumpfung
1911 – 1945	Verstärkte Hydromelioration und extensive landwirtschaftliche Nutzung
1945 – 1970	Übergang von kleinbäuerlich extensiver zu großflächig intensiver Nutzung
1970 - 1989	Komplexmelioration und nachfolgende intensive Acker- und Grünlandnutzung

Für das Rhinluch lassen sich die ersten wasserbaulichen Eingriffe nicht sicher datieren (SCHNEIDER 1966). Der erste Kanalbau (Wustrauer Mühlenrhin) ist vermutlich bereits vor dem Dreißigjährigen Krieg entstanden (ZEITZ & LEHRKAMP 1999). Im letzten Drittel des 18. Jahrhunderts begann im Oberen Rhinluch die planmäßige Entwässerung großer Areale, die der landwirtschaftlichen Erschließung des Luchs dienen sollten.

Um 1786 wurden bei Linum besonders aschearme Torfe und ihre sehr gute Eignung als Brennstoff entdeckt. Die landwirtschaftliche Urbarmachung des Rhinluchs wurde daraufhin unterbrochen. Die Torfwirtschaft und die Wasserregulierung des Oberen Rhinluchs ordneten sich für die nächsten 100 Jahre den Interessen der Versorgung Berlins mit Brennstoff unter.

Ende des 19. Jahrhunderts löste die Braun- und Steinkohle den Torf als Brennstoff ab, die Torfwirtschaft im Rhinluch brach zusammen. Streckenweise kommt es zu einer erneuten Versumpfung.

Vor dem ersten Weltkrieg begann die planmäßige Entwässerung des Oberen Rhinluchs. Nach dem Krieg wurde die Torfstecherei nochmals aufgenommen. Die hauptsächliche landwirtschaftliche Nutzung der entwässerten Moore geschah extensiv. Nach 1945 stand zunächst die Beseitigung der Kriegsschäden im Vordergrund. Zu Beginn der 60er Jahre fand die intensivste Ackernutzung auf den Moorböden statt; etwa 15 % der Gesamtfläche des Rhinluchs waren davon betroffen.

In den 70er Jahren wurde das Rhinluch aus wirtschaftlichen Gründen fast flächendeckend melioriert. Ziel war die autarke Versorgung mit Nahrungs- und Futtermitteln. Es entstand ein vernetztes Ent- und Bewässerungssystem.

Seit 1975 konnten die im Rhinluch über den Winter angesammelten Wassermengen relativ schnell abgepumpt werden. Anfang April war dann bereits eine Bewirtschaftung fast aller Grünlandflächen möglich (Grundwasserstände von 40 bis 60 cm unter Flur). Die geringen Sommerniederschläge (s. Kap. 3.5) und der Wasserverbrauch der Pflanzen bewirkten, dass oft schon Ende Mai Anfang Juni der Grundwasserstand auf bis zu 120 cm unter Flur abfiel. Zum Ausgleich der Trockenheit am Standort wurden jährlich bis zu 180 mm Wasser aus der Rheinsberger-Ruppiner-Seenkette und der Müritz über die entsprechenden Wasserstraßen sowie über Vorfluter mittels Grabeneinstau zugeführt. Diese jährlich über 20 Mill. m<sup>3</sup> Wasser können seit 1990 aus Gründen des Schutzes der Mecklenburger Seen nicht mehr entnommen werden. Die wasserwirtschaftlichen Maßnahmen im Rhinluch ermöglichten eine Bewirtschaftung, deren Kennzeichen u.a. waren

- eine tiefe Grundwasserhaltung zur Sicherung der Befahrbarkeit der Flächen,
- Anbau hochgezüchteter, leistungsstarker Grassorten mit hohem Wasserbedarf und engbegrenzten Standortansprüchen,
- hohe Düngergaben (200 bis 300 kg N pro ha),
- Einsatz leistungsstarker, aber schwerer und hohen Bodendruck ausübender Zugmaschinen sowie Ernte- und Transporttechnik (LORENZ et al. 1992; SAUERBREY et al. 1991; SCHULZ 1995).

Die intensive landwirtschaftliche Nutzung führte zu teilweise irreversiblen Bodenentwicklungsprozessen wie Setzung, Schrumpfung, Vererdung und Vermulmung. Die Wasserregulierbarkeit auf einzelnen Flächen verschlechterte sich 10 Jahre nach Beginn der Komplexmelioration. Die Reliefheterogenität nahm zu, da sich durch den Torfschwund die wellige mineralische Unterlage durchpauste. Die Bewirtschaftung gestaltete sich auf diesen Flächen immer schwieriger. Das Ende der DDR war auch das Aus für die intensive Grünlandnutzung im Rhinluch. Es kam zu Flächenstilllegungen. Eine systematische Grundwasserregulierung findet z.Z. nicht mehr statt. Im Wesentlichen erfolgt heute im Rhinluch eine extensive Grünlandnutzung.



### 3.5 Moormächtigkeiten und Böden

Aus den Untersuchungen von ZEITZ (1992) ist bekannt, dass 71,5 % der Fläche des Rhinluchs von Torfbildungen mit Mächtigkeiten kleiner 12 dm eingenommen wird. Damit zählt das Rhinluch zu den flach- bis mitteltiefgründigen Niedermoorgebieten. Die Moormächtigkeit einer Niederungslandschaft ist unter landwirtschaftlicher Nutzung keine konstante Größe. Bedingt durch die Entwässerung und Nutzung und den damit einhergehenden Torfschwund nimmt sie ständig ab. Innerhalb von 21 Jahren verringerte sich im Rhinluch die Moorfläche durch oxydativen und mikrobiellen Torfverzehr um 5,5 % (ZEITZ 1992).

Beispielhaft für ein kleines Gebiet im Rhinluch ist die Abnahme der Moormächtigkeiten über einen Zeitraum von 21 Jahren in Tabelle 3-2 dokumentiert (aus WESSOLEK et al. 1999). Evident ist, dass es in den Bereichen bis 8 dm Tiefe zu einer Verschiebung der Moortiefenlinie kam. Der Flächenanteil der Moore mit Mächtigkeiten kleiner 4 dm beträgt 1970 ca. 43%. Bis zum Jahr 1991 reduziert er sich durch Torfschwund auf etwa 20%. Der Anteil Moore mit Mächtigkeiten größer 8 dm blieb vorerst relativ stabil. Aus den Änderungen der Flächenanteile der verschiedenen Moormächtigkeiten errechneten WESSOLEK et al. 1999 eine mittlere Abnahme der Torfmächtigkeit von 81,6 mm in 21 Jahren.

**Tabelle 3-2: Änderung der Flächenanteile der Moormächtigkeit (in %) auf einer Versuchsfläche (ca. 1800 ha) im Rhinluch zwischen 1970 und 1991** (Ergebnisse der Moorkartierung der HU Berlin aus WESSOLEK et al. 1999)

Jahr	< 2 dm	2 bis 4 dm	4 bis 8 dm	8 bis 12 dm	12 bis 30 dm
1970	10,2	43,3	21,6	13,1	11,8
1991	39,7	20,4	15,7	12,4	11,8
Änderung	+29,5	-22,9	-5,9	-0,7	0,0

Neben den Moormächtigkeiten spielen auch die Substrattypen eine wichtige Rolle bei der Bewertung einer Niedermoorlandschaft. Eine Auswahl wichtiger Substrattypen im Rhinluch zeigt Tabelle 3-3.

**Tabelle 3-3: Verbreitung von Substrattypen im Rhinluch (aus ZEITZ 1992)**

Bezeichnung	Anteil an der Gesamtfläche [%]
Torf über Fluvisand	24,5
Flacher Torf über Fluvisand	23,3
Torf über tiefen Fluvisand	8,5
Torf über Mudde	12,0
Torf über tiefer Mudde	5,4
Flacher Torf über Mudde	4,2
Torf	4,6
Sandbedeckter Torf	6,6

Der Substrattyp charakterisiert insbesondere die Eigenschaft des Liegenden. Im Rhinluch dominieren, typisch für ein Versumpfungsmoor, die sandunterlagerten Substrattypen mit etwa 58 % der Fläche (ZEITZ 1992). Die durch Mudde unterlagerten Substrattypen sind mit ca. 22% der Fläche verbreitet. Etwa 5% der Fläche werden vom Substrattyp Torf eingenommen. Ca. 7% der Fläche des Oberen Rhinluch sind durch Sandüberdeckung beeinflusst. Ursachen hierfür sind nach ZEITZ (1992) Anlagen von Spülkulturen, Profilumgestaltung durch Tiefpflügen, Sandeinmischung infolge von Ackernutzung und äolische Erosion.

### 3.6 Klima

Durchschnittliche Jahrestemperaturen von 8,1°C und mittlere Jahresniederschläge von 526 mm kennzeichnen das Gebiet klimatisch (Tabelle 3-4 u. Tabelle 3-5). Damit gehört das Rhinluch zu den niederschlagsarmen Gebieten Deutschlands.

**Tabelle 3-4: Mittlere Lufttemperaturen im Rhinluch**

Station Wustrau-Ziethenhorst 1951 - 80

Lufttemperatur-Mittelwerte [°C]												Jahresmittel [°C]
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
-1,0	-0,5	2,7	7,1	12,4	16,3	17,2	16,5	12,8	8,6	4,1	0,8	8,3

**Tabelle 3-5: Mittleres Niederschlagsaufkommen im Rhinluch**

Station Wustrau-Ziethenhorst 1951 - 80

Niederschlag [mm]												Jahresniederschlag [mm]
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
39	35	34	31	42	73	54	59	47	27	38	47	525

Im Allgemeinen weisen Moore ein spezifisches Mikroklima auf, das von dem der nahen Umgebung abweicht (EGGELSMANN 1990). Dieses spezifische Mikroklima zeichnet sich im Vergleich zu dem von Mineralböden u.a. durch die im späten Frühjahr und frühen Herbst auftretende Nachtfrostgefahr, extreme Temperaturschwankungen sowie höhere Luftfeuchten und größere Nebelhäufigkeit aus. Ursachen für diese Erscheinungen sind in den geringen Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten der Torfsubstanz zu suchen und in der topographischen Lage der Moore.

Charakteristisch für das nordostdeutsche Tiefland sind sommerliche, durch Gewitter ausgelöste Niederschlagsereignisse mit hohen Intensitäten. Dementsprechend zählen die Monate Juni, Juli und August zu den niederschlagsreichsten im Untersuchungsgebiet. Die im Sommerhalbjahr fallenden Niederschläge von ca. 300 mm vermögen den Wasserbedarf der Pflanzen ohne Zuschuss aus dem Grundwasser nicht zu decken. In Trockenjahren besteht somit die Gefahr der tiefreichenden Belüftung des Bodenprofils mit den Folgen einer verstärkten Torfmineralisierung, aber auch verminderter Erträge. Die sommerliche

klimatische Wasserbilanz<sup>1</sup> im Rhinluch ist negativ. Zwischen 1993 und 1998 beläuft sie sich im Mittel auf etwa minus 250 mm.

### 3.7 Versuchsstandorte

Umfangreiche Feld- und Laboruntersuchungen wurden auf zwei Standorten im Rhinluch durchgeführt. Der erste Standort befindet sich in der Nähe der Ortschaft Langen, der zweite unweit des Ortes Wall. Zusätzlich erfolgten weitere Standortaufnahmen mit einhergehenden Laboruntersuchungen. Im Folgenden werden die Ergebnisse der Standortansprachen präsentiert.

Tabelle 3-6 und Tabelle 3-7 zeigen den Profilaufbau der beiden Feldmessplätze. Die beiden Versuchsflächen unterscheiden sich in Moormächtigkeit und Bodenentwicklungstyp. Auf dem sehr stark von Degradierungsprozessen betroffenen Standort Wall finden sich im Oberboden ausschließlich vermulmte Niedermoortorfe. Die starke Degradierung auf der Fläche Wall erklärt sich auch mit der Tatsache, dass dieser Standort etwa 50 bis 100 cm im Bezug zu NN höher liegt als der Standort Langen (LEHRKAMP 1998). Folglich ist der Standort Wall auch durch ein anderes Bodenwasserregime gekennzeichnet als die Versuchsfläche Langen (s. Kap 6). Die Oberflächengestalt am Standort Wall ist im Vergleich zum Standort Langen ausgesprochen eben. ZEITZ 1992 ermittelte auf der Fläche Langen (13 ha) Höhenunterschiede bis zu 1m. Aufgrund dieses ausgeprägten Reliefs sind kleinräumige Wechsel im Grad der Bodenentwicklung festzustellen; auf den höheren Lagen finden sich z.T. Mulm-Niedermoore, in den tieferen Lagen schwach vererdete Niedermoore. Dominierend sind am Versuchsstandort Langen Erd-Niedermoore.

**Tabelle 3-6: Profilaufbau des Feldmessplatzes Langen**

STANDORT LANGEN			
<b>Hydrologischer Moortyp</b>		Versumpfungsmoor	
<b>Ökologischer Moortyp</b>		Eutrophes Moor	
<b>Moormächtigkeit</b>		13 dm	
<b>Substrattyp</b>		Torf	
<b>Bodensubtyp</b>		Erd-Niedermoor	
<b>Tiefe (dm)</b>	<b>Horizont</b>	<b>Torfart</b>	<b>Zersetzungsgrad</b>
2,9	nHv	Hav	
5,3	nHa	Hnp/ Hnr	z3
7,5	nHr	Hnp	z3
> 7,5	nHt	Hnp/Hnr	z2

<sup>1</sup> Die Wasserbilanz errechnet sich aus der Differenz der Verdunstung nach Haude und dem Niederschlagsaufkommen.

Tabelle 3-7: Profilaufbau des Feldmessplatzes Wall

STANDORT WALL			
<b>Hydrologischer Moortyp</b>		Versumpfungsmoor	
<b>Ökologischer Moortyp</b>		Eutrophes Moor	
<b>Moormächtigkeit</b>		18 dm	
<b>Substrattyp</b>		Torf	
<b>Bodensubtyp</b>		Mulm-Niedermoor	
<b>Tiefe (dm)</b>	<b>Horizont</b>	<b>Torfart</b>	<b>Zersetzungsgrad</b>
3,0	nHm	Ham	
4,0	nHa	Ha	
5,0	nHa	Hnle (schlickig)	z3
7,5	nHt	Hnle (schlickig)	z4
8,0	nHt	Hnp	z2
>8,0	nHr	Hnb	z2

Unweit des Versuchfeldes Langen entwickelten sich auf den Niedermooren Böden, die infolge der geringen Moormächtigkeit (kleiner 3 dm) und/ oder der Humusgehalte (kleiner 30 %) nicht mehr als Niedermoore zu klassifizieren sind. PFLEIDERER (1999) nennt solche Böden Niedermoorfolgeböden. Diese sind nach wie vor vom Grundwasser beeinflusst. Nachstehend ist ein Beispiel für einen Niedermoorogley-Boden des Standortes Langen aufgeführt.

Tabelle 3-8: Profilaufbau Standort Langen II

STANDORT LANGEN II			
<b>Mächtigkeit</b>		2,9 dm	
<b>Substrattyp</b>		Flacher Torf über Fluvisand	
<b>Bodensubtyp</b>		Niedermoorogley	
<b>Tiefe (dm)</b>	<b>Horizont</b>	<b>Torfart</b>	<b>Zersetzungsgrad</b>
2,9	nHv	Hav	
> 2,9	Go	fS	

Neben den vorherrschenden sandunterlagerten Niedermooren treten inselartig auch durch Mudde unterlagerte Niedermoore auf, wie am Standort Försterwiese. Dort lagert dem Erd-Niedermoor Detritusmudde unter.

Tabelle 3-9: Profilaufbau Standort Försterwiese

STANDORT FÖRSTERWIESE			
<b>Hydrologischer Moortyp</b>		Versumpfungsmoor	
<b>Ökologischer Moortyp</b>		Eutrophes Moor	
<b>Moormächtigkeit</b>		7,5 dm	
<b>Substrattyp</b>		Torf über tiefer Mudde	
<b>Bodensubtyp</b>		Erd-Niedermoor	
<b>Tiefe (dm)</b>	<b>Horizont</b>	<b>Torfart</b>	<b>Zersetzungsgrad</b>
2,6	nHv	Hav	
4,5	nHa	Hnp/nr (muddig)	z2
6,0	nHt	Hnp/nr (muddig)	z2
7,5	nHt	Hnp/nr	z2
12	nHr	Fhg	
>12,0	Gr	fS	

Im Bereich des Bütz- und Kremmener Sees zwischen Beetz und Linumhorst fand eine großflächige Kalkmuddesedimentation statt. Kennzeichnend sind mehr als einen Meter mächtige Muddepakete, die häufig unter den stark degradierten und geringmächtigen Torfen (2 bis 4 dm) anstehen.

Tabelle 3-10: Profilaufbau Standort Westwinkel

STANDORT WESTWINKEL			
<b>Hydrologischer Moortyp</b>		Verlandungsmoor	
<b>Ökologischer Moortyp</b>		Eutrophes Moor	
<b>Moormächtigkeit</b>		4,5 dm	
<b>Substrattyp</b>		Torf über Mudde	
<b>Bodensubtyp</b>		Erd-Kalkniedermoor	
<b>Tiefe (dm)</b>	<b>Horizont</b>	<b>Torfart</b>	<b>Zersetzungsgrad</b>
3,0	nHv	Hav	
4,5	nHa	Ha	z4
7,0	nHt	Fmk	
>7,0	nHr	Fmk	

## 4 Kennzeichnung der Bodenentwicklung

Grundwasserabsenkungen in Niedermooren aufgrund von Klimaveränderungen oder als Voraussetzung jeglicher Nutzung führen fortwährende Änderungen der physikalischen, chemischen, biologischen und morphologischen Eigenschaften der Torfe herbei. Durch die Entwässerung wird eine sekundäre Bodenbildung eingeleitet, für die u.a. folgende Teilprozesse charakteristisch sind (SCHMIDT et al. 1981):

- Setzungsbedingte Bodenverdichtung,
- Schrumpfung (Quellung) der obersten Torfschichten und
- Torfschwund in den entwässerten Bereichen durch sekundäre Zersetzung und Torfmineralisierung.

Je nach Intensität der Entwässerung und Nutzung entstehen charakteristische Bodenhorizonte. Diese unterscheiden sich vor allem durch die Ausprägung ihres Gefüges. Je häufiger der Wechsel von Austrocknung und Befeuchtung erfolgt, um so kleiner sind die Gefügekörper (SAUERBREY & ZEITZ 1999). Mit fortschreitender Bodenentwicklung nimmt die Mächtigkeit des durch feinkrümelige Aggregate bzw. durch grobpulverige Struktur gekennzeichneten Oberbodenhorizontes zu. Zur Typisierung dieser Bodenentwicklungsprozesse erarbeiteten SCHMIDT & ILLNER (1976) für die Niedermoore Ostdeutschlands ein Klassifizierungssystem, das auf der Unterscheidung verschiedener Gefügeformen beruht (Tabelle 4-1).

**Tabelle 4-1: Klassifizierung der Niedermoorhorizonte**

EWZ = Einheitswasserzahl nach OHDE (1951)

Symbol	Bezeichnung	Merkmale
<b>nHm</b>	Vermulmungs- horizont	Oberbodenhorizont stark entwässerter Moorstandorte mit Krümel- bis Koagulatgefüge im losen Gefügeverband; hoher Benetzungswiderstand; trocken körnig und pulvrig staubig; nass körnig-schmierig (EWZ < 1.8)
<b>nHv</b>	Vererdungs- horizont	Oberbodenhorizont mäßig entwässerter Moorstandorte; torfspezifisch gekrümelt; auch trocken kaum pulvrig-staubig; nass schmierig (2.2 > EWZ > 1.8)
<b>nHa</b>	Aggregierungs- horizont	Unterbodenhorizont mit Aggregierungsgefüge; Gefügekörper sind zu untergliedern in grob-, mittel- und feinpolyedrisch; Gefügekörper nimmt zum Oberboden hin ab
<b>nHt</b>	Schrumpfungs- horizont	Zum Untergrund vermittelnder Unterbodenhorizont mit grob gegliederten Säulen-/ Kohärentgefüge ohne horizontale Bruchlinie zum unterliegenden Torf
<b>nHr</b>	Torfhorizont	ständig (grund)-wassererfüllt; mit Reduktionsmerkmalen: i.d.R. hellere Farbe als der darüber liegende Horizont, bei Luftzutritt nachdunkelnd

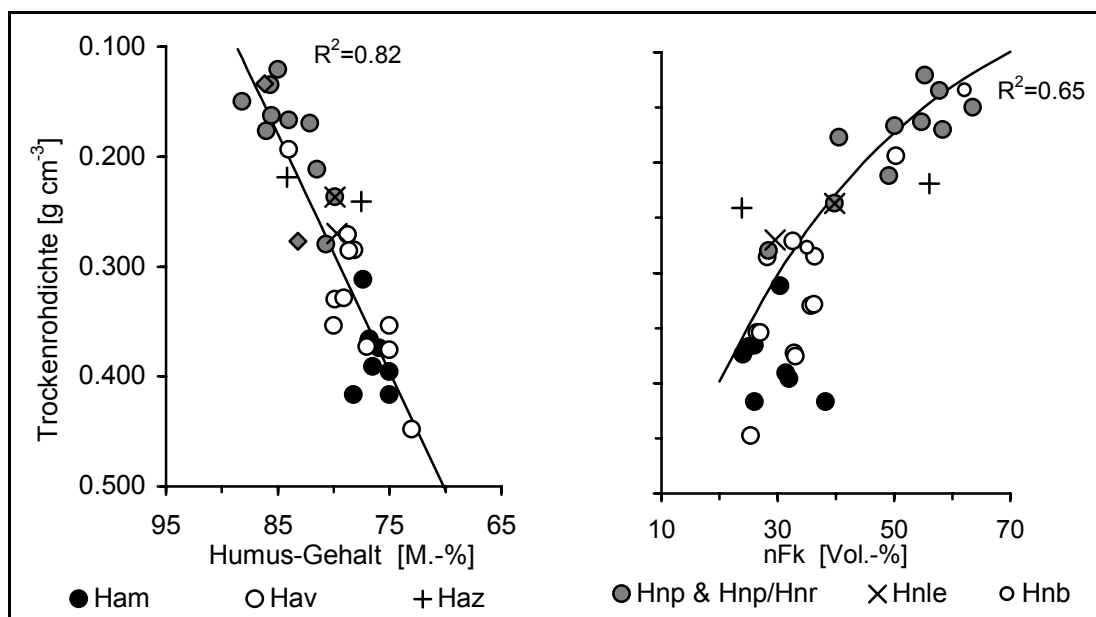
Die Gliederung nach makroskopisch zu erfassenden Merkmalen lässt jedoch einen relativ breiten Spielraum für subjektive Deutungen zu. Deshalb schlagen SCHMIDT et al. 1981 als objektiven, leicht bestimmbar Parameter zur exakten Klassifizierung pedogen veränderter Niedermoorsubstrate die Einheitswasserzahl nach OHDE (1951) vor. Diese entspricht dem Wassergehalt eines Bodens nach Konsolidierung unter einer Belastung von 100 kPa (SCHMIDT 1986). Die Einheitswasserzahl *EWZ* nach OHDE eignet sich für die Kennzeichnung von Bodenentwicklungsstufen von Torfen mit Glührückständen < 30 M.-%, speziell zur Differenzierung vererdeter und vermulmter Torfe. Sie errechnet sich nach

$$EWZ = \frac{(\text{Boden}_{\text{feucht}} - \text{Boden}_{\text{trocken}})}{\text{Boden}_{\text{trocken}}}$$

und wird als dimensionslose Dezimalzahl angegeben. Schwach vererdete Torfe weisen eine Einheitswasserzahl von größer als 2,2, vererdete Torfe von 2,2 bis 1,8, schwach vermulmte Torfe von 1,8 bis 1,5 und vermulmte Torfe Werte kleiner als 1,5 auf. Die Wasserbindefähigkeit der Torfe nimmt also im Verlauf der Pedogenese ab.

Die Trockenrohddichte und der Gehalt an organischer Substanz sind gute Indikatoren für pedogenetische Veränderungen von Torfen, wie Abbildung 4-1 und Tabelle 4-2 demonstrieren. Mit fortschreitender Bodenentwicklung erhöht sich infolge von Sackungs-, Schrumpfungs- und Mineralisierungsvorgängen die Trockenrohddichte. Der Gehalt an organischer Substanz und auch die Wasserspeicherfähigkeit nehmen hingegen ab.

Den Einfluss der Bodengenese auf die Wasserretention der vererdeten und vermulmten Horizonte (Hav bzw. Ham) verdeutlicht insbesondere die Kenngröße *nFK* (nutzbare Feldkapazität) (Abbildung 4-1).



**Abbildung 4-1: Beziehungen zwischen Humus-Gehalt (Glührückstand), Trockenrohddichte und nutzbarer Feldkapazität für Torfe des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Pedogenese (n = 35)**

**Tabelle 4-2: Bodenphysikalische Kennwerte von Torfen des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Pedogenese**

Mittelwerte, in Klammern Standardabweichungen

Horizont	nHr	nHt	nHa	nHv	nHm
Substrat	Hnp z2	Hnp & Hnp/Hnr z3	Hnp & Hnp/Hnr	Hav	Ham
<b>n</b>	2	4	3	11	8
<b>dB [g cm<sup>-3</sup>]</b>	0.13 (0.02)	0.16 (0.02)	0.22 (0.05)	0.33 (0.07)	0.38 (0.03)
<b>Glühverlust [M.-%]</b>	87 (2)	84 (2)	83 (3)	78 (3)	76 (1)
<b>GPV [Vol.-%]</b>	91 (1)	89 (1)	85 (3)	79 (3)	76 (2)
<b>FK [Vol.-%], pF 1.8</b>	81 (1)	77 (3)	73 (8)	72 (4)	64 (3)
<b>LK [Vol.-%], Ø &gt; 50 µm</b>	10 (4)	12 (4)	13 (5)	7 (4)	12 (4)
<b>MP [Vol.-%], Ø 10 – 0.2 µm</b>	41 (3)	42 (7)	30 (8)	27 (7)	19 (4)
<b>nFK [Vol.-%], Ø 50 – 0.2 µm<sup>1</sup></b>	60 (6)	55 (4)	39 (10)	35 (7)	29 (5)

Die vererdeten und vermulmten Torfe weisen im Vergleich zu den gering zersetzten Schilf-Seggen-Torfen des nHt-Horizontes (55 Vol.-% nFK) deutlich reduzierte nutzbare Feldkapazitäten (nFK) auf. Innerhalb der pedogen veränderten Torfschichten der einzelnen Moorbodentypen nimmt die nFK und damit die Speicherfähigkeit für pflanzenverfügbares Wasser mit fortschreitender Moordegradierung vom Erd-Niedermoor (35 Vol.-% nFK) hin zum Mulm (29 Vol.-% nFK) ab. Dieser Befund fügt sich gut in die Ergebnisse von SCHMIDT et al. (1981) und ZEITZ (1992) ein. Neben der Verringerung der nFK ist auch eine deutliche Abnahme des Anteils der Mittelporen (Ø 10 – 0.2 µm) zu beobachten. Bei den vermulmten Torfen verringerte sich der Anteil der Mittelporen im Vergleich zu den Schilf-Seggen-Torfen des nHr- und des nHt-Horizontes von ca. 40 auf etwa 20 Vol.-%. Bei den Luftkapazitäten finden sich zwischen den einzelnen Torfklassen kaum Unterschiede. BURGHARDT (1976) konnte aber zeigen, dass mit zunehmendem Zersetzungsgrad der Torfe der Anteil von Poren mit Radien > 100 µm deutlich abnimmt, sich der Anteil der Poren mit Radien 50 bis 100 µm bzw. 30 bis 50 µm hingegen erhöht. Abbildung 4-1 veranschaulicht anhand des Kennwertes nutzbare Feldkapazität (nFK) die große Streubreite der erhobenen Daten in Abhängigkeit der Moor- und Pedogenese. Bei annähernd gleicher Trockenrohddichte und ähnlich hohen Glührückstandswerten variiert die nutzbare Feldkapazität der vermulmten Torfe um ca. 12 Vol.-% und die der vererdeten Torfe um fast 14 Vol.-%.

<sup>1</sup> Die Ableitung der Porengrößenverteilung aus der Wasserretentionkurve dient hier nur zur Kennzeichnung unterschiedlicher Torfsubstrate. Insbesondere bei hohen Wasserspannungen kann es aufgrund von Schrumpfungprozessen zu einer Fehleinschätzung der Porengrößenverteilung kommen (s. Abbildung 5-10 & SAUERBREY et al. 1988)



## 5 Bodenhydraulische Eigenschaften

### 5.1 Einleitung

Der Boden als thermodynamisch offenes System tauscht mit seiner Umgebung beständig Energie und Materie aus. Ursache dieser Austauschvorgänge sind stoffliche und energetische Ungleichgewichte, die z.B. als Temperaturdifferenz oder als Konzentrationsgefälle messbar sind. Entscheidend für den Nettofluss von Wasser im Boden oder in der Pflanze ist jedoch nicht das Konzentrationsgefälle (also Unterschiede im Wassergehalt), sondern Differenzen im Potenzial des Wassers.

Das Potenzial des Wassers ist definiert als maximale Arbeitsfähigkeit je Einheitsvolumen Wasser im Vergleich zu einem standardisierten Referenzzustand. Als letzterer wird eine freie Wasseroberfläche mit Standardtemperatur gewählt, dem willkürlich der Potenzialwert Null zugewiesen wird. Das Gesamtpotenzial des Wassers im Boden setzt sich aus mehreren Komponenten zusammen. In dieser Arbeit wird jedoch nur das hydraulische Potenzial  $\Psi_h$  berücksichtigt<sup>1</sup>:

$$\Psi_h = \Psi_m + \Psi_g \quad 5-1$$

Das *gravitative Potenzial*  $\Psi_g$  (*Gravitationspotenzial*) entspricht der Arbeit, die aufgewendet werden muss, um Wasser entgegen der Erdanziehungskraft auf eine definierte Höhe zu bewegen. Als Bezugshöhe wird meist der Grundwasserspiegel oder die Bodenoberfläche gewählt. Das Gravitationspotenzial ist unabhängig von den Bodeneigenschaften und der Bodenfeuchte.

Das *matrikale Potenzial*  $\Psi_m$  (*Matrixpotenzial*) charakterisiert die Anziehungskräfte (van-der-Waalsche, kapillare und osmotische Kräfte) zwischen fester Bodenmatrix und Bodenwasser. Es entspricht der erforderlichen Arbeit, um dem Boden Wasser zu entziehen. Das negative Matrixpotenzial wird *Wasserspannung* genannt. Die Einheiten der Potenziale sind bei Massenbezug  $J \cdot kg^{-1}$ , bei Volumenbezug  $J \cdot m^{-3}$  ( $= N \cdot m^{-2} \equiv m$ ) und bei Gewichtsbezug (m oder cm). In diesem Text wird der Gewichtsbezug des Potenzials verwendet.

Im Gegensatz zum Gravitationspotenzial ist das Matrixpotenzial (Wasserspannung) eine von den Bodeneigenschaften und Bodenfeuchte abhängige, dynamische Größe. Der Zusammenhang zwischen Wasserspannung und Bodenfeuchte wird *Wasserretentionskurve* (auch *Bodenwassercharakteristik* oder *pF-Kurve*) genannt (CHILDS 1940). Im Rahmen dieser Arbeit wurden zahlreiche Wasserretentionskurven erstellt. Bevor darauf eingegangen wird, soll die zur Messung der Bodenfeuchte verwendete TDR-Technik vorgestellt werden.

---

<sup>1</sup> Das Gesamtpotenzial ist die Summe aus hydraulischem, osmotischem und pneumatischem Potenzial und Auflastpotenzial. Das Auflastpotenzial wird bei der Messung des Matrixpotenzials erfasst. Das osmotische und das pneumatische Potenzial können vernachlässigt werden (HARTGE & HORN 1991).

## 5.2 Bodenfeuchtemessung durch TDR-Technik

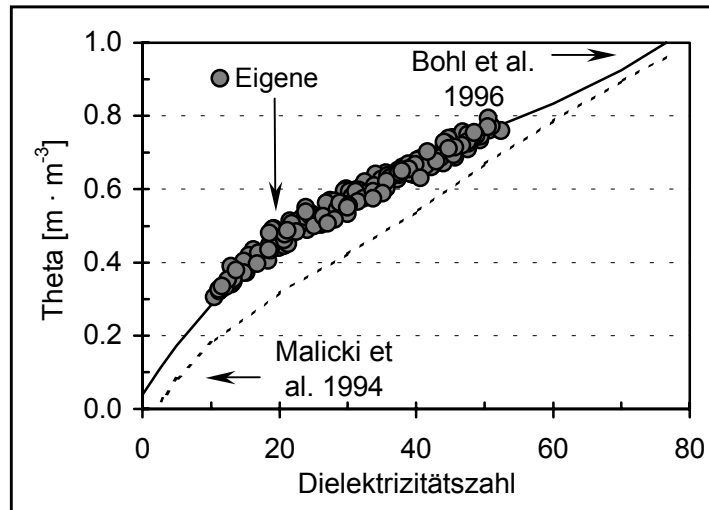
Bei der TDR-Technik wird die Bodenfeuchte aus der Laufzeit einer elektromagnetischen Welle entlang einer im Boden installierten Sonde abgeleitet (näheres zum Funktionsprinzip bei PLAGGE 1991). Die Geschwindigkeit der sich ausbreitenden Welle hängt von der Dielektrizitätszahl des Bodens ab. Bei Kenntnis der Beziehung zwischen gemessenen Dielektrizitätszahlen des Bodens und korrespondierenden volumetrischen Wassergehalten kann die Bodenfeuchte direkt aus den TDR-Messungen bestimmt werden. Häufig wird die von TOPP et al. 1980 erstellte Eichfunktion angewendet. Bekannt ist aber (z. B. PLAGGE et al. 1997 oder ROTH et al. 1990), dass die Eichbeziehungen zwischen unterschiedlichen Böden stark variieren können und eine eindeutige Relation zwischen der Bodenfeuchte und der Dielektrizitätszahl von Böden nicht besteht. Aus diesem Grund wurden, je nach Eigenschaften der untersuchten Böden, eine Vielzahl von verschiedenen Eichfunktionen erstellt (s. BOHL 1996). Diese beruhen entweder auf empirischen Studien oder auf physikalischen Prinzipien (s. BOHL 1996 und PLAGGE et al. 1997). BOHL et al. (1996) veröffentlichten für Niedermoor torfe aus TDR-Messung und gravimetrischer Wassergehaltsbestimmung folgende Eichfunktion mit einem Standardfehler der Schätzung von 2,2 Vol.-% ( $\epsilon$  = Dielektrizitätszahl,  $\Theta$  = Theta):

$$\Theta = 3,93 \cdot 10^{-2} + 2,84 \cdot 10^{-2} \cdot \epsilon - 4,19 \cdot 10^{-4} \cdot \epsilon^2 + 2,77 \cdot 10^{-6} \cdot \epsilon^3 \quad 5-2$$

Diese Autoren führten die Eichung zu einen an gestörten Proben im Laboratorium durch. Die Proben wurden vorgetrocknet und sukzessive befeuchtet. Bei jeder Stufe wurden die Proben zwecks gravimetrischer Bodenfeuchtebestimmung gewogen und die korrespondierende Dielektrizitätszahl bestimmt. Zum anderen erfolgten Freiland-Messungen direkt im Untersuchungsgebiet am Erd-Niedermoor-Standort. Nach der Messung wurden aus dem Bereich, in denen die TDR-Sonden installiert waren, Stechzylinderproben entnommen und an diesen im Labor Bodenfeuchte und Trockenrohddichte gravimetrisch durch Trocknung bei 105 °C ermittelt. Die Feldeichung erstreckte sich über den Bodenfeuchtebereich von Sättigung bis ca. 60 Vol.-%, die Laboreichung von etwa 3 Vol.-% bis Sättigung. An den bereits von BOHL et al. 1996 untersuchten, vererdeten Torfen und unter Einbeziehung eines zusätzlichen Substrates, den vermulmten Torfen des Mulm-Niedermoor-Standortes, wurde die Eichfunktion (5-2) folgendermaßen geprüft:

Basal abgedichtete, feldfrische Stechzylinder-Proben (100 cm<sup>3</sup>) wurden jeweils mit einer horizontal eingebauten TDR-Sonde (Sondenlänge 5 cm) versehen, gewogen und der Verdunstung ausgesetzt. Nach einiger Zeit (Stunden bis Tage) wurde die verdunstende Oberfläche der Proben verschlossen. Ziel war es, eine gleichmäßige Wasserverteilung in der Bodenprobe zu erhalten. Die Wägung der Proben und die TDR-Messung erfolgten einige Tage später. Dieses Vorgehen wurde so lange wiederholt, bis sich das Material infolge des Wasserverlustes und der dadurch bewirkten Schrumpfung von der Stechzylinderwand löste. Der anschließenden Aufsättigung der Probe folgte dann ein zweiter und später ein dritter Austrocknungszyklus.

Der so erstellte Datensatz weist zu der von BOHL et al. 1996 kalibrierten Funktion eine gute Übereinstimmung auf (Abbildung 5-1). Deutlich wird der Vorteil der standortspezifischen (BOHL et al. 1996) gegenüber der in den verwendeten TDR-Geräten integrierten Eichfunktion<sup>1</sup> (Im Folgenden als gerätespezifisch bezeichnet) bei der absoluten Bodenfeuchtebestimmung. Letztere unterschätzt die Bodenfeuchte erheblich.

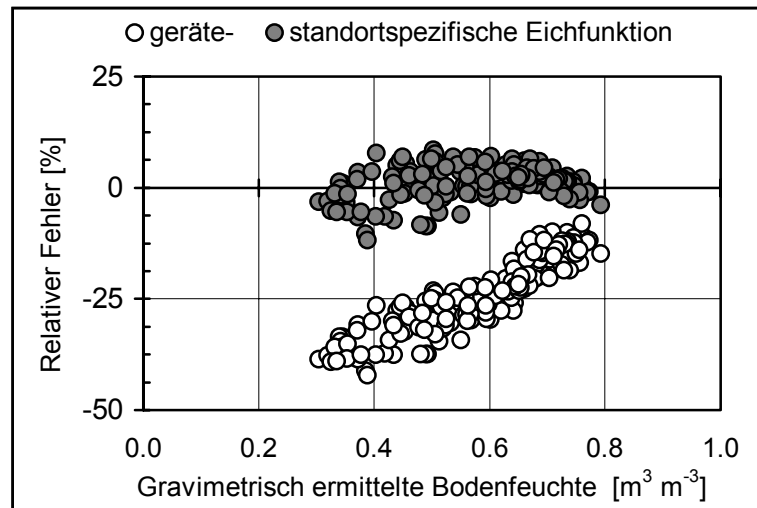


**Abbildung 5-1: Dielektrizitätszahlen und korrespondierende gravimetrisch bestimmte Wassergehalte für vererdete und vermulmte Torfe des Untersuchungsgebietes im Vergleich zur gerätespezifischen (MALICKI et al. 1994) und zur standortspezifischen Eichfunktion (BOHL et al. 1996), (n = 174)**

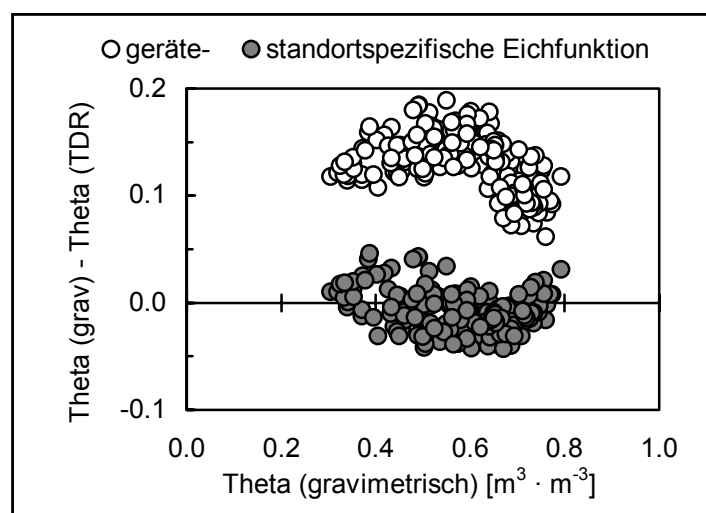
Abbildung 5-2 zeigt für den Datensatz die relativen Fehler bei der Bestimmung der Bodenfeuchte durch TDR für die gerätespezifische (MALICKI et al. 1994) und die standortspezifische (BOHL et al. 1996) Eichfunktion gegenüber den durch Gravimetrie ermittelten Bodenfeuchten.

Bei der standortspezifischen Eichfunktion beläuft sich der relative Fehler der Bodenfeuchtebestimmung im Vergleich zur gravimetrischen Bodenfeuchtemessung auf Werte kleiner 10%, d.h. 90% aller Messwerte weichen höchstens 7% von den Bezugswerten ab. Dagegen erhöht sich bei der gerätespezifischen Eichfunktion der relative Fehler nahezu linear von 10% nahe Sättigung auf 40% bei Bodenfeuchten von ca.  $0,4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . Diese Tatsache begründet sich mit der Zunahme der Residuen bei fortschreitender Austrocknung, wie Abbildung 5-3 verdeutlicht. Das empirische Modell von BOHL et al. 1996 zeigt angenähert ein ausgeglichenes Residualbild.

<sup>1</sup> Die in den verwendeten TDR-Geräten integrierte Funktion wurde von MALICKI et al. 1994 an Mineralböden geeicht.



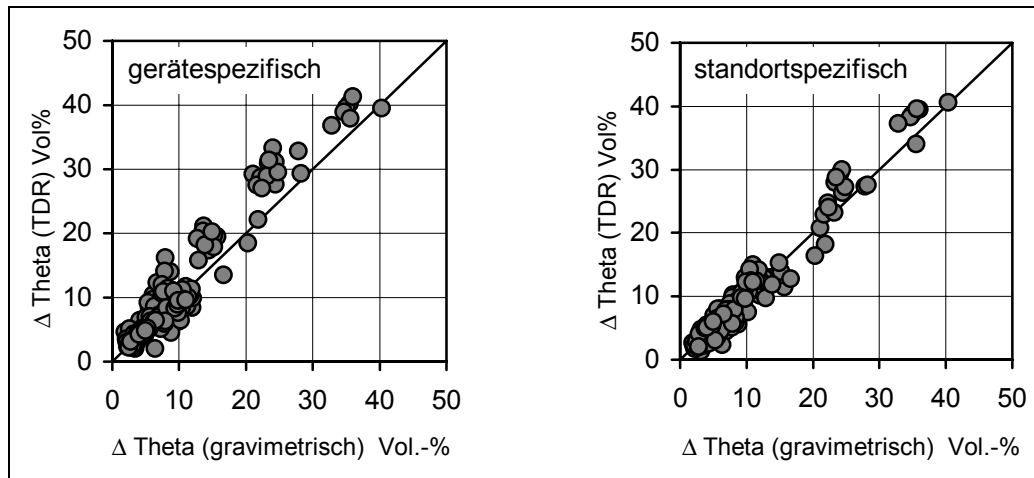
**Abbildung 5-2: Relativer Fehler (%) bei der Bestimmung der Bodenfeuchte durch TDR bei Verwendung der gerätespezifischen (weiß) und standortspezifischen (schwarz) Eichfunktion gegenüber den gravimetrisch ermittelten Bodenfeuchten für vererdete und vermulmte Torfe des Untersuchungsgebietes**



**Abbildung 5-3: Residuen aus der Validierung der geräte- (weiß) und der standortspezifischen (schwarz) Eichfunktion für vererdete und vermulmte Torfe des Untersuchungsgebietes**

Entscheidend ist die Frage, ob sich durch die Verwendung der standortspezifischen Eichfunktionen die Genauigkeit der Bilanzierung von Bodenfeuchteänderungen im Vergleich zur gerätespezifischen Funktion erhöht. In Abbildung 5-4 sind die aus dem Experiment durch Gravimetrie und durch TDR-Technik ermittelten Bodenfeuchteänderungen gegeneinander aufgetragen. Gegenüber der standortspezifischen Funktion weichen bei Verwendung der gerätespezifischen Eichfunktion die ermittelten Änderungen der Bodenfeuchte stärker von der eingezeichneten 1:1-Linie ab: 90 % dieser Werte weisen einen relativen Fehler von mehr als 60 % im Vergleich zu den gravimetrisch ermittelten auf. Dagegen treten bei Verwendung der

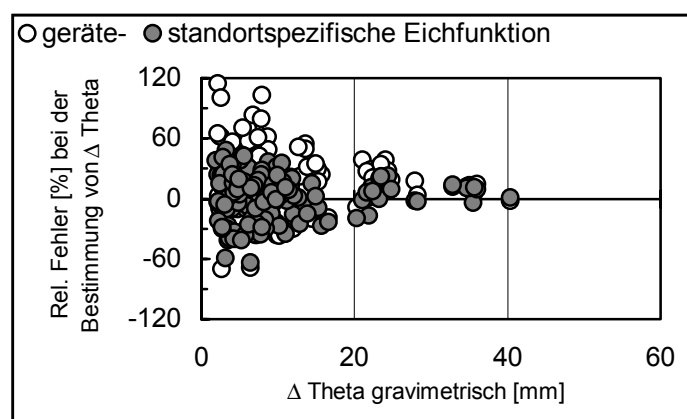
standortspezifischen Eichfunktion bei 90 % aller Messwerte relative Fehler von weniger als 40 % auf.



**Abbildung 5-4: Gravimetrisch bestimmte volumetrische Wassergehaltsdifferenzen und korrespondierende mit TDR ermittelte Wassergehaltsdifferenzen bei Verwendung der geräte- (links) und der standortspezifischen (rechts) Eichfunktion für vererdete und vermulmte Torfe des Untersuchungsgebietes (n = 147)**

Nach jedem Austrocknungszyklus wurden die insgesamt 15 Stechzylinderproben wieder aufgesättigt. Diese Prozedur wurde dreimal durchgeführt. Jeder Messwert entspricht dem Wasserverlust /-gewinn zwischen zwei Messterminen.

Abbildung 5-5 verdeutlicht, dass der relative Fehler bei der Ermittlung von Änderungen der Bodenfeuchte durch die TDR-Technik im Vergleich zur Gravimetrie von der Größe der ermittelten Bodenfeuchteänderungen abhängt: Je geringer diese, um so größer wird der relative Fehler bei der Bilanzierung sein.



**Abbildung 5-5: Relativer Fehler (%) bei der Bestimmung von Bodenfeuchteänderungen durch TDR bei Verwendung der geräte- (weiß) und standortspezifischen (schwarz) Eichfunktion gegenüber den gravimetrisch ermittelten Änderungen der Bodenfeuchte für vererdete und vermulmte Torfe (n = 147)**

Die Untersuchungen zur TDR-Eichung in organischen Böden zeigen:

- Die Verwendung der gerätespezifischen Eichfunktion zur Bestimmung der Bodenfeuchte mit TDR-Technik verursacht bei Torfen in der Feuchtebestimmung relative Fehler von bis zu 40 %, bei der standortspezifischen finden sich Fehler < 10 %.
- Bei Betrachtung von Bodenfeuchteänderungen sind die Unterschiede nicht so schwerwiegend, aber die Verwendung einer standortspezifischen Eichfunktion erhöht die Genauigkeit bei der Bilanzierung von Bodenfeuchte-Vorratsänderungen.

Mit der von BOHL et al. 1996 erstellten Eichfunktion wurden die Bodenfeuchten aus der TDR-Feldmessung berechnet. Anstatt der 5 cm – Sonden wurden im Feld jedoch 10 cm lange Sonden verwendet. Das Messvolumen erhöht sich dadurch von ca. 2 cm<sup>3</sup> auf 40 cm<sup>3</sup> (PLAGGE et al. 1994) und die maßstabsbedingten Fehler verringern sich (BOHL 1996).

### 5.3 Wasserretention

Aus den Wasserretentionsverläufen der einzelnen Horizonte des Bodens können ökologische Eigenschaften wie z.B. Wasserspeicherfähigkeit und die Verfügbarkeit von Wasser für die Pflanzen abgeschätzt werden. Weiterhin ist die Kenntnis der Wasserretention zur Modellierung der Bewegung von Wasser im Boden erforderlich.

Die Eckwerte (GPV, FK, PWP) der Labor-Wasserretentionskurve verschiedener Torfe wurden bereits in Tabelle 4-2 dargestellt. Zu prüfen ist, inwieweit die sich unter Laborbedingungen aufgenommen Kurven auf die Verhältnisse im Freiland übertragen lassen.

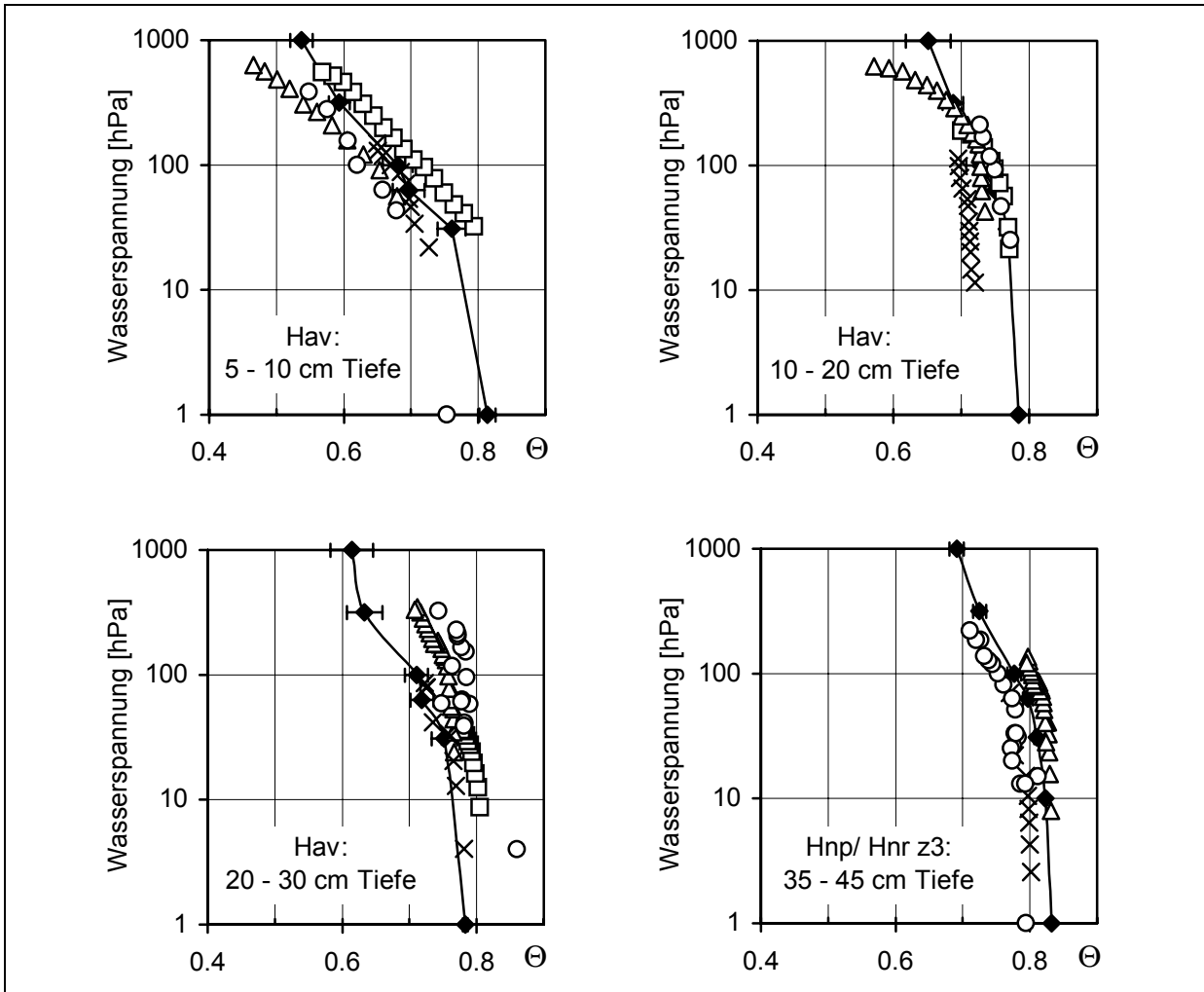
#### 5.3.1 Wasserretention im Feld und Labor

##### Erd-Niedermoor

In Abbildung 5-6 sind die Wasserretentionskurven (Desorption) aus Labor- und Feldversuchen für verschiedene Tiefen dreier Messplätze des Standortes Erd-Niedermoor gegenübergestellt. Bei den dargestellten Verläufen handelt es sich i.d.R. um den ersten im Frühjahr oder Frühsommer beobachteten Desorptionsverlauf.

Hervorzuheben ist eine geringfügige Streuung der Feldwerte in den einzelnen Tiefen; sie spiegelt die räumliche Variabilität der Wasserretention am Standort wider. Beispielsweise variieren bei Wasserspannungen von 30 hPa die Feldwerte der Tiefe 5 bis 10 cm um 9 Vol.-%. Die geringsten Abweichungen zwischen den Labor- und Feldretentionskurven wurden in den Tiefen 5 bis 10 cm und 35 bis 45 cm beobachtet, im Mittel weniger als vier Vol.-%. Auffällig ist, dass sich in den beiden obersten Messtiefen bei Wasserspannungen > 500 hPa die Unterschiede zwischen Labor- und Feld-Wasserretentionskurve sukzessive vergrößern. Ursache hierfür ist die zunehmende Messungenauigkeit der Tensiometer bei Wasserspannungen nahe dem Lufteintrittspunkt der Keramik.

Für die Tiefe 10 bis 20 cm errechnen sich bei gleicher Wasserspannung maximale Differenzen von sechs Vol.-% zwischen Feld- und Laborwerten. Die Feldwerte der einzelnen Messplätze aus der Tiefe 20 bis 30 cm weichen stärker voneinander ab als die der anderen Messtiefen. Bis zu neun Vol.-% Unterschied zwischen Feld- und Laborwerten werden beobachtet. Die relativ großen Differenzen zwischen den Feld- und Laborkurven und auch die große Streuung der im Feld an verschiedenen Messplätzen erstellten Wasserretentionskurven in der Tiefe 20 bis 30 cm sind Ausdruck der unterschiedlichen Intensität der Bodenentwicklung im Übergangsbereich zwischen den stärker vererdeten Schichten (0 bis 20 cm Tiefe) und der Schilf-Seggen-Schicht (ab 35 cm Tiefe).



**Abbildung 5-6: Wasserretentionskurven (Desorption) aus Labor und Feld für verschiedene Tiefen des Erd-Niedermoor-Standortes**

◆ Laborwerte, □ ○ △ ×: Feldwerte unterschiedlicher Messplätze

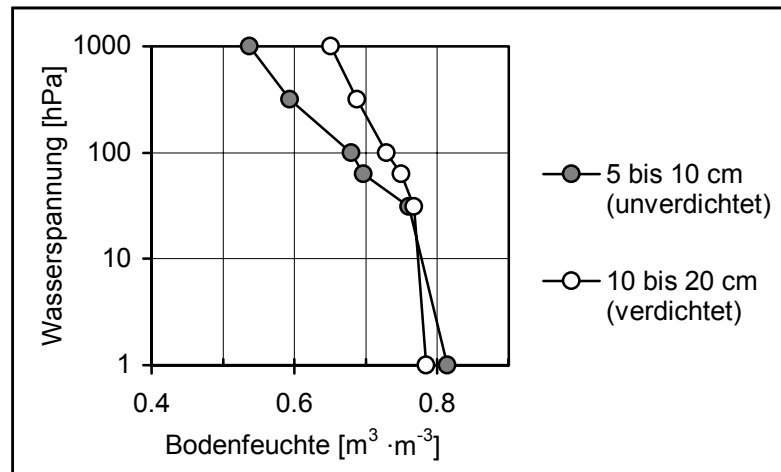
### Verdichtung

Sowohl die Feld- auch als die Laborwerte (mit Einschränkung Tiefe 20 bis 30 cm) der Wasserretention der Tiefen 5 bis 10 cm, 10 bis 20 cm und 20 bis 30 cm Tiefe differieren hinsichtlich ihres Anstieges trotz gleicher Substratkennzeichnung beträchtlich. Besonders auffällig sind die Unterschiede zwischen den Tiefen 5 bis 10 cm und 10 bis 20 cm (Abbildung 5-7).

Die oberste Torfschicht (5 bis 10 cm Tiefe) besitzt gegenüber der darunter liegenden Vererdungsschicht (10 bis 20 cm) einen erheblich größeren Anteil äquivalenter Grobporen. Damit einher gehen Unterschiede in der Trockenrohdichte: Die oberste Torfschicht (5 bis 10 cm Tiefe) weist eine Trockenrohdichte von  $0,31 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ , die darunter liegende Schicht (10 bis 20 cm Tiefe) von  $0,35 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$  auf. Im Aschegehalt unterscheiden sich die beiden Torfe aber nicht (beide ca. 24 M.-%). Die unterschiedlich steilen Anstiege der Retentionskurven im nahe



gesättigten Bereich innerhalb des vererdeten Horizontes beruhen demnach auf Verdichtungsprozessen. Dies führt zu einer Verringerung der Porosität (von ca. 82 auf ca. 78 Vol.-%) und zur Veränderung der Porenraumgliederung. Im Vergleich zur obersten Torfschicht nahm in der verdichteten Schicht der Anteil der schnell dränenden Äquivalent-Grobporen ( $\varnothing > 50 \mu\text{m}$ ) um mehr als zwei Drittel und der Anteil der langsam dränenden Äquivalent-Grobporen ( $\varnothing 50 - 10 \mu\text{m}$ ) um fast die Hälfte ab. Die Verdichtung verursacht also eine stark reduzierte Luftkapazität und eine deutliche Verringerung des leicht pflanzenverfügbaren Wassers in der Tiefe von 10 bis 20 cm.



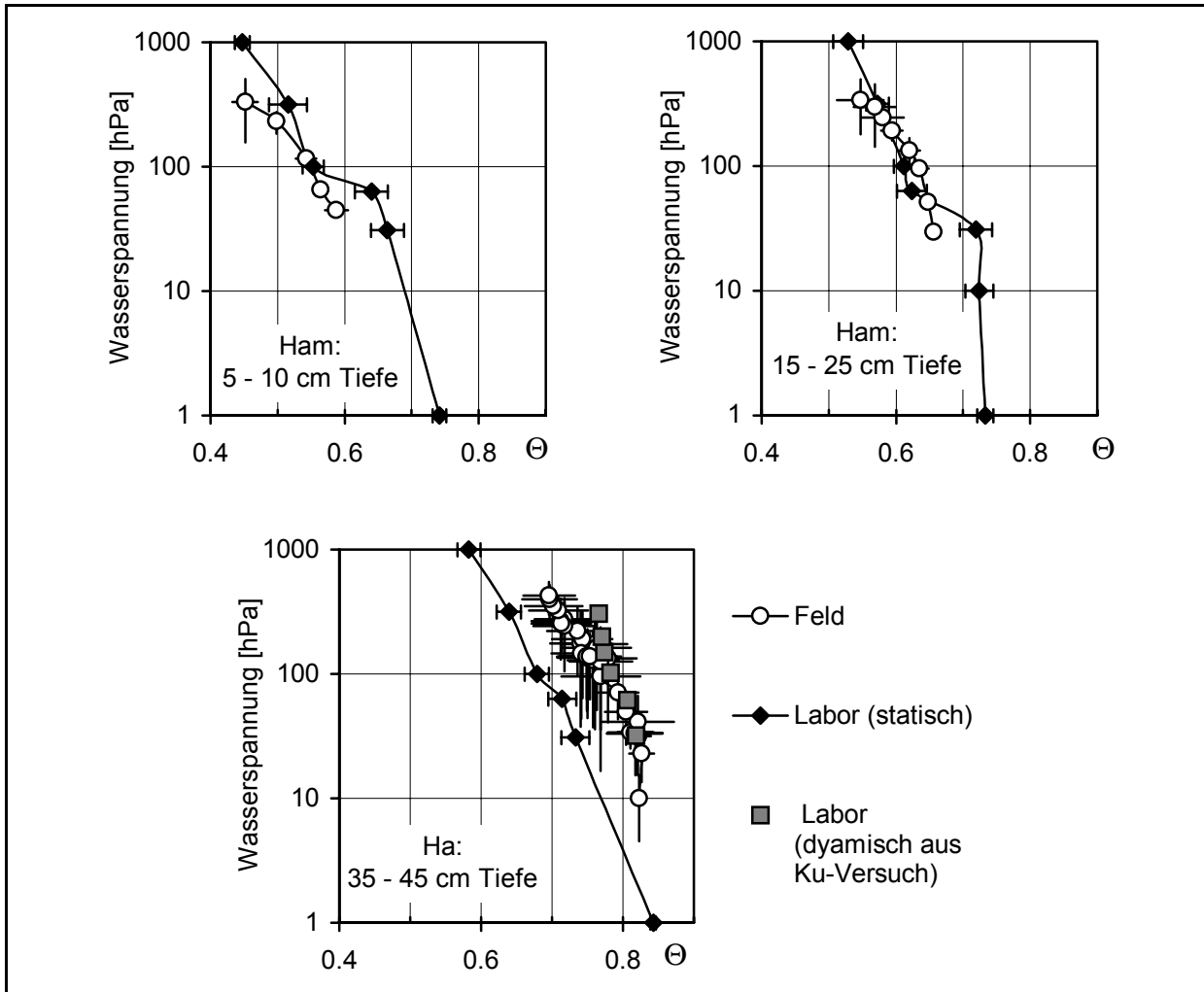
**Abbildung 5-7: Labor-Wasserretentionskurven (Desorption) für zwei vererdete Torfe des gleichen Horizontes des Erd-Niedermoor-Standortes**

Das Auftreten von verdichteten Schichten in landwirtschaftlich genutzten Niedermooren wird seit Anfang der 80er Jahre in der Literatur erwähnt (SCHMIDT et al. 1981, TITZE 1983, ZEITZ et al. 1987). SAUERBREY und Mitarbeiter (in WESSOLEK et al. 1999) weisen anhand von Messungen des Kegeleindringwiderstandes nach, dass allein im Gebiet des Oberen Rhinluchs auf ca. 1/3 der Moorfläche solche Verdichtungsschichten vorkommen. Diese Schichten erstrecken sich dabei über den Tiefenbereich von 10 bis 40 cm bei maximaler Verdichtung in 20 bis 30 cm Tiefe.

Die Herausbildung derartiger Schichten wird bisher unterschiedlich diskutiert (ZEITZ 1988). SCHMIDT et al. 1981 fanden im Vergleich zu Wald über Niedermoor auf Niedermoor-Standorten unter Grünlandnutzung erheblich größere Kegeleindringwiderstände. Außerdem erhöhten sich die Widerstandswerte in den Grünlandstandorten mit fortschreitender Pedogenese. Aus diesen Ergebnissen schlussfolgerten SCHMIDT et al. 1981, dass die Verdichtung hauptsächlich mechanisch durch die Verwendung zu schwerer und bei zu hohen Bodenwassergehalten eingesetzter Maschinen verursacht worden ist.

### Mulm-Niedermoor

Für den Standort Mulm ist der Vergleich zwischen Labor- und Feldretentionskurven in Abbildung 5-8 dargestellt.



**Abbildung 5-8: Wasserretentionskurven aus Labor (Desorption) und Feld für verschiedene Tiefen des Mulm-Standortes (Grünland)**

Für den oberen, vermulmten Torf wurden nur die Werte der ersten Austrocknungsphase (Ende April bis Mitte Mai), für den tiefer liegenden stark zersetzten Torf (Ha) Werte zwischen Ende April bis Mitte August aufgeführt. Während für die vermulmten Substrate eine mehr oder weniger gute Übereinstimmung zwischen Feld- und Labordaten besteht, sind beim amorphen Torf (Ha) stärkere Abweichungen zwischen Feld- und Laborwerten feststellbar: Bei gleicher Wasserspannung errechnen sich Differenzen von bis zu 9 Vol.-%. Zudem streuen die Feldwerte aufgrund des ständigen Wechsels von Befeuchtung (Niederschläge, Schwankungen des GW-Standes) und Austrocknung (Verdunstung) sehr stark. Bemerkenswert ist aber, dass die Labor-Retentionskurve des stark zersetzten Torfes und die korrespondierende Feld-Retentionskurve den gleichen Anstieg aufweisen. Es entsteht der Eindruck, als wären die Labor- gegenüber den Feldkurven entlang der Abszisse verschoben. Wird die im Ku-Experiment erstellte dynamische Wasserretentionskurve betrachtet, findet sich eine gute Übereinstimmung zwischen Labor- und Freiland-Wasserretention.

Die anhand von Messungen des Kegeleindringwiderstandes nachgewiesene Verdichtung am Mulm-Standort (SAUERBREY und Mitarbeiter in WESSOLEK et al. 1999) wird im vermulmten Oberboden durch die unterschiedlich steilen Anstiege der Retentionskurven im nahe

gesättigten Bereich bestätigt. Der vermulmte Torf aus der Tiefe 5 bis 10 cm verliert zwischen Sättigung und 30 hPa mehr als 7 Vol.-% Wasser, beim vermulmten Torf aus 15 bis 25 cm hingegen bleibt der Wassergehalt in diesem Wasserspannungsbereich nahezu konstant. Während bei der nicht verdichteten, vermulmten Torfschicht der Anteil des leicht pflanzenverfügbaren Wassers etwa 13 Vol.-% beträgt, sind für die Pflanzen in der verdichteten Mulmschicht nur ca. 5 Vol.-% Wasser leicht verfügbar.

Der stark zersetzte Torf (Tiefe 35 bis 45 cm) verliert im nahe gesättigten Bereich (bis 30 hPa) deutlich mehr Wasser (11 Vol.-%) als der nicht verdichtete, vermulmte Torf. Zwischen 30 und 100 hPa wird das Wasser im amorphen Torf stärker gebunden als in den vermulmten Torfschichten. In diesem Wasserspannungsbereich können von der amorphen Substratschicht nur noch 5 Vol.-% Wasser abgegeben werden, von den vermulmten Torfe hingegen nahezu doppelt soviel.

### 5.3.2 Hysterese

Die Beziehung Bodenfeuchte und Wasserspannung ist keine eindeutige Funktion. Sie hängt von der Befeuchtungs- und Entwässerungsgeschichte des Bodens ab. Bei gleicher Wasserspannung ist die Bodenfeuchte einer anfänglich aufgesättigten Probe bei Entwässerung (Desorption) größer als die Bodenfeuchte bei Bewässerung (Adsorption) einer anfänglich trockenen Probe. Die Erscheinung wird Hysterese genannt. Anschaulich erklärt BOUMA (1977) den Sachverhalt: Die wassergefüllte idealisierte Pore (A) wird im Desorptionsverlauf erst dann entwässert, wenn die Wasserspannung die an der engsten Stelle ( $2r$ ) des Systems wirkende relativ große Kapillarkraft überwindet. Die luftgefüllte idealisierte Pore (B) wird im Adsorptionsverlauf erst dann mit Wasser gefüllt, sobald die an der weitesten Stelle ( $2R$ ) des Systems angreifende Kapillarkraft groß genug ist, um Wasser in die Pore zu ziehen (Abbildung 5-9). Folglich resultieren im Desorptions- und im Adsorptionsvorgang bei gleichgroßer wirksamer Kapillarkraft unterschiedliche Bodenfeuchtegehalte. Das Eintreten von Wasser in die Poren wird zudem durch Lufteinschlüsse gehemmt. Weiterhin wird die Wasserfüllung der Pore verzögert, weil der Benetzungswinkel größer ist als der Rückzugswinkel (WOLF 1957).

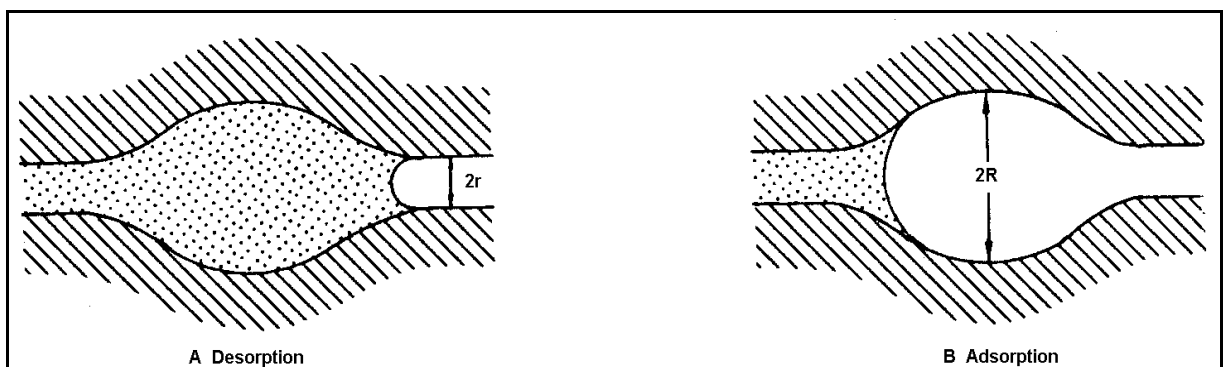
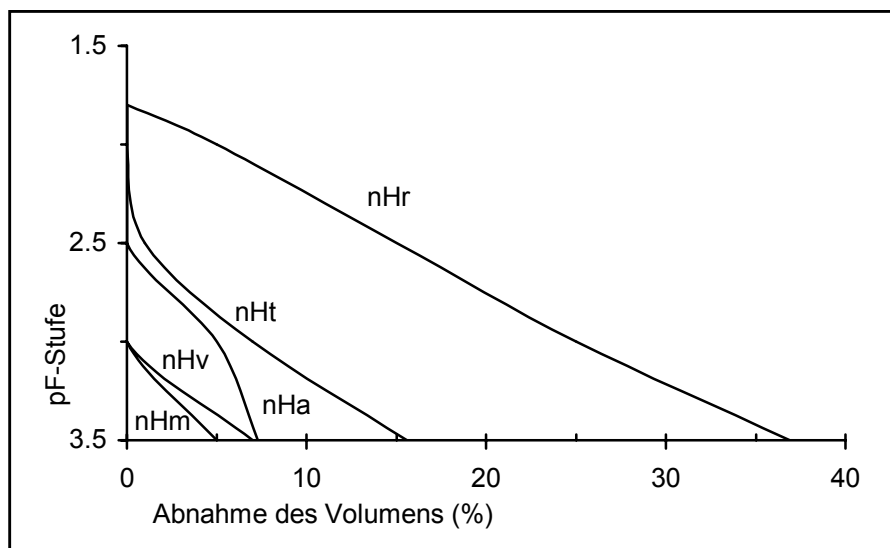


Abbildung 5-9: Querschnitt durch eine idealisierte Pore zur Illustration der Erscheinung Hysterese (nach ROSE 1965, verändert durch BOUMA 1977)

Die Veränderung des Porenraumes durch Schrumpfung des Bodenmaterials kann auch zu Hystereseerscheinungen führen; im Rahmen der Erstellung der Labor-pF-Kurve wurde die Schrumpfung der Torfe nach jeder pF-Stufe quantifiziert. Die Torfe des Vermulmungshorizontes schrumpfen erst bei pF 3,5 merklich (Volumenverlust: 5 %). Die Torfe des Aggregierungshorizontes (nHa) zeigen bei pF 3,0 erste Schrumpferscheinungen (Volumenverlust bei pF 3,5: 7 Vol.-%), die Torfe aus den tiefen Lagen (nHr) sogar schon bei pF 1,8 (Volumenverlust bei pF 3,5: 37 Vol.-%) (Abbildung 5-10). Unter den im Feld vorherrschenden Wasserspannungen ist allenfalls die oberste Bodenschicht von Schrumpf- und Quellprozessen betroffen, s. Kap. 6<sup>1</sup>. Aufgrund der entwässerungsbedingten Schrumpfung führt die Ableitung der Porengrößenverteilung aus der Wasserretention vor allem im oberen Wasserspannungsbereich zu einer Fehleinschätzung.



**Abbildung 5-10: Prozentuale Verringerung des Ausgangsvolumens von Torfen während der Erstellung von Labor-Wasserretentionskurven**

nHr (Tiefe 95 bis 100 cm, Hnb,z2), nHt (55 bis 60 cm, Hnl,z4), nHa (35 bis 40 cm, Ha), nHv (10 bis 15 cm, Hav), nHm (10 bis 15 cm, Ham)

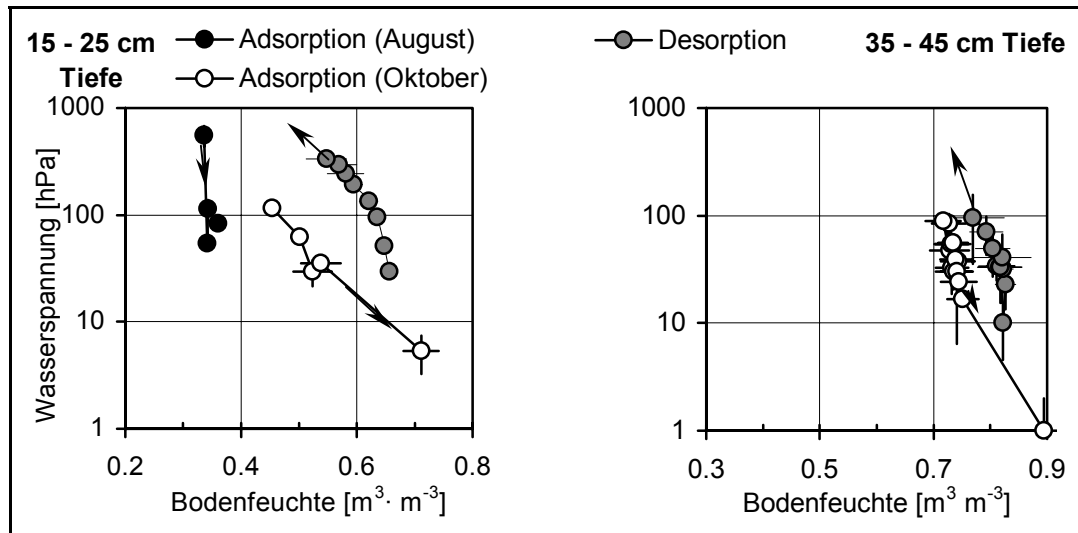
In der Abbildung 5-11 sind im Feld aufgezeichnete Hystereseschleifen für zwei Tiefen des Mulm-Standortes gegenübergestellt.

Die Desorptionskurven in beiden Tiefen wurden im Freilandexperiment von Ende April bis Mitte Mai aufgenommen. Für die oberflächennahe Torfschicht (Tiefe 15 bis 25 cm) konnten zwei Adsorptionskurven identifiziert werden. Die erste wurde Ende August nach dem Ende der hochsommerlichen Austrocknungsperiode aufgezeichnet, die zweite zu Beginn des Herbstes. Bei dem Torf aus der Tiefe 35 bis 45 cm ist nur eine Adsorptionskurve registriert worden.

Der Abbildung ist zu entnehmen, dass die Unterschiede zwischen den Entwässerungs- und Bewässerungskurven bei der oberflächennahen, stark vermulmten Schicht (Tiefe 15 bis 25

<sup>1</sup> Zur Schrumpfung siehe auch Fußnote auf Seite 18.

cm, Vermulmungshorizont) deutlich größer sind als beim Aggregierungshorizont (Torfschicht aus 35 bis 45 cm Tiefe). Während bei der Torfschicht aus 35 bis 45 cm Tiefe die Bodenfeuchtegehalte bei gleicher Wasserspannung maximal um 8 Vol.-% differieren, sind es beim oberflächennahen Torf in der ersten Befeuchtungsphase nach Ende der sommerlichen Trockenheit (August) fast 30 Vol.-% und in der zweiten Befeuchtungsperiode immerhin noch 20 Vol.-%.



**Abbildung 5-11: Hysterese der Wasserretention am Mulm-Standort (Grünland-Nutzung)**

Die großen Unterschiede bezüglich der Hysterese zwischen den Torfen des Vermulmungs- (Tiefe 15 bis 25 cm) und des Aggregierungshorizontes (Tiefe 35 bis 45 cm) begründen sich mit der Intensität der Austrocknung in den jeweiligen Tiefen. Im Vergleich zum Torf des Aggregierungshorizontes (35 bis 45 cm Tiefe) wird der vermulmte und intensiv durchwurzelte Torf (15 bis 25 cm Tiefe) erheblich stärker entwässert. Mitte August sind in 15 bis 25 cm Tiefe Bodenfeuchtegehalte im Bereich des permanenten Welkepunktes feststellbar. Auf dem vermulmten Torf bilden sich in dieser Zeit wasserabweisende (hydrophobe) Bezüge heraus, die trotz hohen Niederschlagsaufkommens (etwa 60 mm in 8 Tagen) eine Durchfeuchtung des vermulmten Torfes nach den ersten spätsommerlichen Niederschlägen verhindern. Die zu diesem Zeitpunkt in den Boden eindringenden Wassermengen versickern sehr schnell in die Tiefe. Die in dieser Phase beobachteten großen Unterschiede zwischen Ent- und Bewässerungskurve des vermulmten Torfes beruhen vor allem auf dessen benetzungshemmenden Oberflächen, die sich im Verlauf der sommerlichen Trockenheit herausgebildet haben.

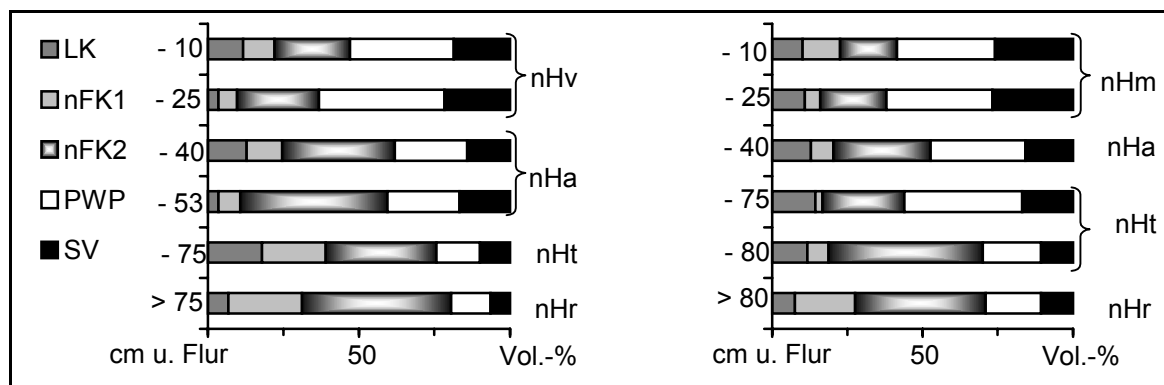
Die für den vermulmten Torf im Oktober registrierte zweite Bewässerungskurve weist im Vergleich zu der im August aufgenommenen Bewässerungskurve einen erheblich flacheren Anstieg auf. Die feststellbaren Unterschiede zwischen Be- und Entwässerungskurve beruhen zu diesem Zeitpunkt mehr auf Effekten der Porengeometrie als auf denen der Benetzungshemmung.

Über die Größenordnung der Hysterese in Torfen unter Feldbedingungen sind in der Literatur bisher keine Angaben zu finden. Von systematischen Laboruntersuchungen zur Hysterese in

organogenen Böden berichtet ILNICKI (1982a). Er beobachtet an pedogen veränderten Torfen (ungestörte Stechzylinder-Proben) bei Wasserspannungen zwischen 20 und 50 hPa (Messbereich 0 bis 300 hPa) die größten Differenzen in der Bodenfeuchte (5,2 Vol.-%). Stark und mittel zersetzte Torfe wiesen die größten Differenzen in den Hystereseschleifen (3,3 bis 7 Vol.-%) im Wasserspannungsbereich 10 bis 30 hPa (Messbereich 0 bis 100 hPa) auf. Die Übertragung der Ergebnisse von ILNICKI auf die Verhältnisse im Rhinluch ist nur bedingt möglich, da die untersuchten Torfe des Mulm-Standortes höhere Aschegehalte aufweisen ( $\emptyset$  25 M-%) als die von ILNICKI untersuchten ( $\emptyset$  12 M-%).

### 5.3.3 Wasserhaushaltskennwerte der Standorte im Tiefenverlauf

Zusammenfassend sind für die beiden intensiv untersuchten Standorte die Wasserhaushaltskennwerte im Tiefenverlauf in Abbildung 5-12 dargestellt.



**Abbildung 5-12: Wasserhaushaltskennwerte im Tiefenverlauf für den Erd-Niedermoor- (links) und den Mulm-Niedermoor-Standort (rechts) des Untersuchungsgebietes**

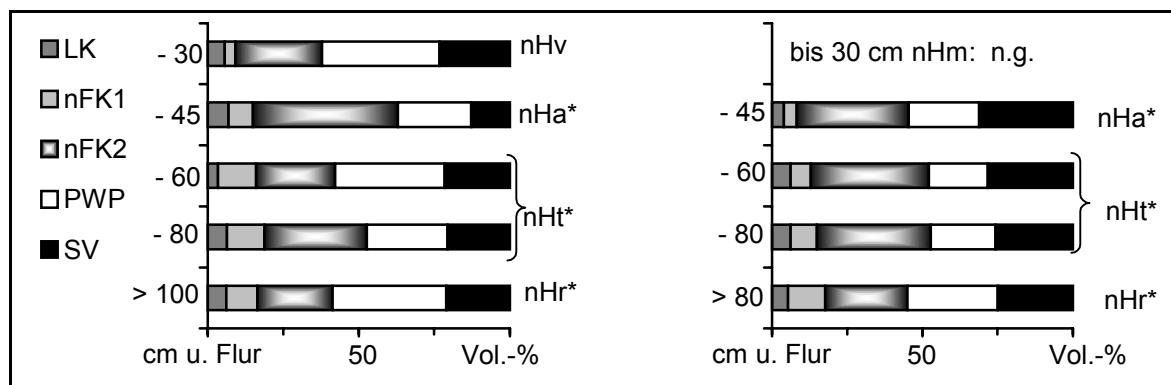
**Substrattyp: Torf;** SV = Substanzvolumen, LK = Luftkapazität, nFK1 = nutzbare Feldkapazität (63 bis 315 hPa), nFK2 = nutzbare Feldkapazität (315 bis 15 000 hPa), PWP = Wassergehalte bei Wasserspannungswerten > 15 000 hPa

Zu erkennen ist, dass beim Erd-Niedermoor das Substanzvolumen und der Totwasseranteil (PWP) mit zunehmender Bodenentwicklung ansteigen. Die Luftkapazität (LK) und die nutzbare Feldkapazität (nFK) verringern sich hingegen. Der Einfluss der Bodenverdichtung auf dem Erd-Niedermoor-Standort offenbart sich vor allem durch die außergewöhnlich niedrige Luftkapazität und die sehr hohen Totwasseranteile im Tiefenbereich 25 cm. Bei hohem Grundwasserstand besteht die Gefahr von Übernässung und Luftmangel.

Beim Mulm-Standort nimmt wie beim Erd-Niedermoor-Standort das Substanzvolumen mit fortschreitender Pedogenese zu. Aufgrund der Durchschlickung weist der nHt-Horizont einen höheren Totwassergehalt ( $< pF$  4,2) auf als die darüber liegenden und stärker von pedogenetischen Prozessen betroffenen Horizonte. Extrem gering ist auch der Anteil des leicht pflanzenverfügbaren Wassers (nFK1) in diesem durchschlickten Horizont (nHt). Im

Vergleich zum Vererdungshorizont (nHv) zeichnet sich der Vermulmungshorizont (nHm) durch erheblich bessere Luftverhältnisse aus.

In Abbildung 5-13 sind für mit Kalkmudde unterlagerte Torfe die Wasserhaushaltskennwerte im Tiefenverlauf dargestellt. Bei dem mit Kalkmudde unterlagerten Mulm-Standort reicht das mehr als einen Meter mächtige Muddepaket fast bis an die Geländeoberkante heran. Der darüber liegende mit Kalkbrocken durchsetzte Vermulmungshorizont grenzt sich nur undeutlich von der Kalkmudde ab. Das Substanzvolumen in allen Messtiefen beläuft sich in etwa auf gleiche Werte. Die Luftkapazität (LK) und auch der Anteil des leicht pflanzenverfügbaren Wassers (nFK1) sind besonders im nHa- und im nHt-Horizont sehr gering. Bei hohem Grundwasserstand besteht die Gefahr von Luftmangel.



**Abbildung 5-13: Wasserhaushaltskennwerte im Tiefenverlauf eines Erd-Niedermoors über Kalkmudde (links) und eines Mulm-Niedermoors über Kalkmudde (rechts)**

**Substrattyp: Flacher Torf über Kalkmudde;** n.g. = nicht gemessen, \* = Kalkmudde-Horizonte

Bei dem mit Kalkmudde unterlagerten Erd-Niedermoor-Standort weist der vererdete Horizont einen sehr geringen Anteil an Grobporen auf. Dadurch kann es wie bei dem mit Kalkmudde unterlagerten Mulm-Niedermoor bei hohen Grundwasserständen zu Luftmangel kommen. Die Äquivalent-Porengrößenverteilung der einzelnen Kalkmuddenhorizonte ähnelt einander. Die Luftkapazität (LK) erhöht sich mit zunehmender Profiltiefe geringfügig von 5 auf 8 Vol.-%. Der Anteil des leicht pflanzenverfügbaren Wassers (nFK1) ist bei den Kalkmudden dreimal so groß wie im vererdeten Torfhorizont. Vorausgesetzt, die hydraulische Leitfähigkeit des auflagernden Torfpaketes ist hoch genug, wäre auch bei tieferen Grundwasserständen am Standort eine optimale Wasserversorgung der Pflanzen gewährleistet.

Im Rhinluch sind die Niedermoorgley-Standorte häufig mit Gley-Standorten verzahnt, deshalb werden die Wasserhaushaltskennwerte beider Bodentypen in Abbildung 5-14 gegenübergestellt. Der vererdete Torfhorizont des Moorgleystandortes zeichnet sich durch einen Glührückstand von 65 % aus. Dementsprechend hoch ist das Substanzvolumen im Vergleich zu den bisher vorgestellten vererdeten oder vermulmten Torfen der anderen Standorte. Die nutzbare Feldkapazität ist mit 40 Vol.-% hoch, die Luftkapazität hingegen sehr gering. Anzumerken ist, dass der vererdete Torf und auch der anstehende fluviatil abgelagerte Feinsand im Wasserspannungsbereich zwischen 60 und 100 hPa mehr als 8 bzw. 10 Vol.-%

Wasser abzugeben vermag. Die nutzbare Feldkapazität des Ap-Horizontes erreicht Werte von 33 Vol.-%. Die Luftkapazität ist als gering einzustufen (4,5 Vol.-%), allerdings verliert der feinsandige Ap-Horizont zwischen Feldkapazität (60 hPa) und 100 hPa 7 Vol.-% Wasser.

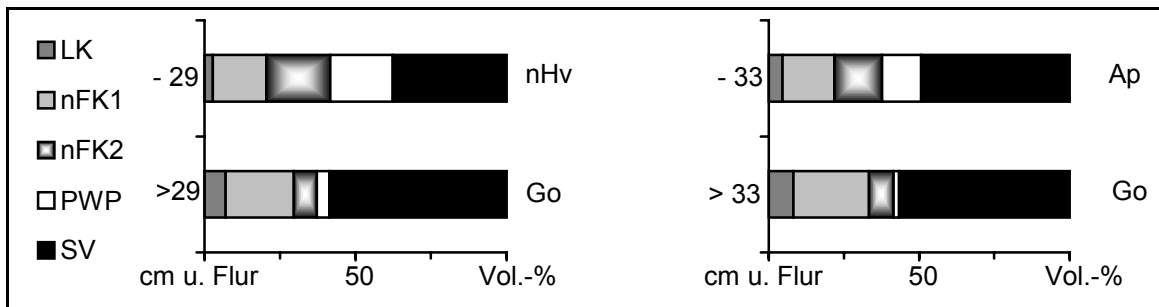


Abbildung 5-14: Wasserhaushaltskennwerte im Tiefenverlauf eines Moorgleys (links) und eines Gleys (rechts)

## 5.4 Hydraulische Leitfähigkeit

### 5.4.1 Theorie

Der Fluss von Wasser im Boden geschieht aufgrund von Unterschieden im Wasserpotenzial. Das Buckingham-Darcy-Gesetz für den ungesättigten vertikalen Wasserfluss im Boden lautet:

$$q = -K \frac{\delta \Psi_h}{\delta x} = -K(\text{grad} \Psi + 1) \quad 5-3$$

wobei unter  $q$  die Flussrate<sup>1</sup> (auch Flussdichte) von Wasser auf Volumenbasis verstanden wird. Der Ausdruck  $\text{grad} \Psi$  kennzeichnet den den Fluss antreibenden hydraulischen Potenzialgradienten<sup>2</sup>. Der Proportionalitätsfaktor  $K$ , die sogenannte hydraulische Leitfähigkeit, ist ein Maß für das Vermögen des Bodens, Wasser durch seine Poren zu leiten. Nach dem Gesetz von Hagen-Poiseuille berechnet sich die Flussrate  $q$  durch eine zylindrische Kapillare mit dem Radius  $r$  bei gegebenem hydraulischen Gradienten wie folgt (BOUMA 1977):

$$q = \frac{\rho_w \cdot g \cdot \pi \cdot r^4}{8 \eta} \frac{\delta \Psi_h}{\delta x} \quad 5-4$$

<sup>1</sup> Die Flussrate  $q$  ist definiert als die Wassermenge, die in einem Zeitintervall durch eine Ebene, dividiert durch die Querschnittsfläche der Ebene und die Größe des Zeitintervalls, fließt. Als Dimension wird meist  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  angegeben.

<sup>2</sup> Der Wasserfluss im Boden kann auch durch thermische oder elektrische Gradienten angetrieben werden. Das wird in diesem Text nicht berücksichtigt.



Die Dichte des Wassers hat das Symbol  $\rho_W$  und  $g$  ist die Erdanziehungskraft. Der erste Term von Gleichung 5-4 hat die Dimension  $m \cdot s^{-1}$  und repräsentiert die hydraulische Leitfähigkeit.

Das Vermögen des Bodens Wasser durch seine Poren zu leiten, hängt nach Gleichung 5-4 von der internen Reibung der einzelnen Wasserschichten, charakterisiert durch die Viskosität  $\eta$ , und von der Reibung zwischen Porenwandung und Wasser ab (KOOREVAAR et al. 1983). Der Einfluss der Temperatur auf die Viskosität und damit auf die Leitfähigkeit kann in vielen Fällen vernachlässigt werden (näheres dazu bei STOFFREGEN 1998). Entscheidend für das Wasserleitvermögen des Bodens ist hingegen die Ausbildung seines Porensystems. In einfachster Annahme kann dieses als ein Bündel von parallel verlaufenden Röhren (Kapillaren) verschiedener Größenklassen angesehen werden. Alle wassergefüllten Poren tragen zum Fluss bei. Anzahl und Radius der größten wassergefüllten Poren bestimmen jedoch das Leitvermögen des Bodens. Wird der wassergesättigte Boden entwässert, entleeren sich zuerst die größten Poren und die Tortosität nimmt zu; die Leitfähigkeit verringert sich dann sehr schnell mit abnehmender Bodenfeuchte bzw. zunehmender Wasserspannung. Im Boden hängt die Leitfähigkeit nicht nur von der Anzahl und Größe der wasserführenden Poren, sondern auch von der gegenseitigen Vernetzung der Poren und von der Kontinuität derselben ab. Nach Gleichung 5-4 wird eine Pore mit einem Radius von 1mm genau soviel Wasser leiten wie 10 000 Poren mit dem Radius von 0,1 mm (HILLEL 1980). Über den Radius der Poren ist die hydraulische Leitfähigkeit mit der Wasserspannung und der Bodenfeuchte verknüpft.

Zur Messung der hydraulischen Leitfähigkeit existieren eine Vielzahl von Verfahren. PLAGGE (1991) und STOFFREGEN (1998) erläutern verschiedene Methoden zur Erfassung dieser für die Analyse des Wasserflusses im Boden wichtigen Größe. Neben Laborexperimenten (Methoden s. Kap.2) wurden im Rahmen dieser Studie auch Verdunstungsexperimente zur K-Wertbestimmung im Freiland durchgeführt.

Entwickelt wurde dieses Verfahren von RICHARDS et al. (1956), den theoretischen Hintergrund der Methode beschreiben z.B. RENGER et al. (1970) oder ARYA et al. (1975) eingehend. In einem durch Niederschläge aufgesättigten Boden wird, bei Verdunstungsanspruch der Atmosphäre, gleichzeitig eine Wasseraufwärts- und eine Wasserabwärtsbewegung stattfinden. Nach einiger Zeit lassen sich im Boden Zonen der Netto-Aufwärts- (Verdunstung) und der Netto-Abwärtsbewegung (Versickerung) durch eine Wasserscheide (Ebene ohne Netto-Wasserfluss) voneinander trennen. Mit Hilfe von gemessenen Bodenwasserspannungen und der Berechnung der hydraulischen Gradienten lässt sich diese Ebene im Boden lokalisieren. Da in der Tiefenlage der Wasserscheide der hydraulische Gradient und der Fluss gleich Null sind, muss eine Änderung der Bodenfeuchteverteilung  $\Theta(x, t)$  oberhalb der Wasserscheide  $W$  und unterhalb einer Ebene  $x$  aufgrund der Massenerhaltung gleich dem Fluss  $q(x, t)$  sein, der durch die Ebene  $x$  in Richtung Bodenoberfläche fließt. Die mathematische Formulierung lautet:

$$q(x, t) = \int_W^x \frac{\partial \Theta}{\partial t} dx = \sum_{\text{TDR-Sonden unterhalb von } x} \frac{\Delta \Theta}{\Delta t} \Delta x \quad 5-5$$

Bei hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung der TDR-Messung kann das Integral diskretisiert werden. Zur Feststellung der Richtung der Wasserbewegung und der den Fluss antreibenden Gradienten muss neben der Bodenfeuchte simultan die Wasserspannung ermittelt werden. Bei den am Standort vorherrschenden hohen Grundwasser-Ständen stellt sich meist keine Wasserscheide ein. Deshalb wurden zur K-Wertbestimmung spezielle Lysimeter verwendet (s. Kap.2 und Kap.6). Bei Kenntnis der Flüsse und der Wasserspannungsgradienten kann K dann nach Gleichung 5-3 berechnet werden.

### Fehlerbetrachtung

Der Fehler bei der Kalkulation der hydraulischen Leitfähigkeit wird durch die Genauigkeit der Wasserspannungs- und der Bodenfeuchtemessung beeinflusst. STOFFREGEN (1998) beschäftigt sich eingehend mit dieser Problematik. Zusammenfassend werden untenstehend die wichtigsten Aspekte der Fehlerrechnung bei der K-Wertermittlung diskutiert.

Die Berechnung der hydraulischen Leitfähigkeit aus den Messwerten stellt nur eine Annäherung an den tatsächlichen Wert dar. Die Güte dieses Näherungswertes  $a$  kann nach seiner Abweichung vom tatsächlichen Wert  $x$  beurteilt werden. Die Differenz  $a-x$  wird absoluter Fehler  $\epsilon$  genannt. Um Näherungswerte miteinander vergleichen zu können, wird häufig ein relativer Fehler  $\left| \frac{\epsilon}{x} \right|$  angegeben.

Nach  $Ku(\Psi) = \frac{q \pm \epsilon(q)}{\text{grad}\Psi - 1}$  führt ein relativer Fehler bei der Flussbestimmung zu einem

gleich großen relativen Fehler bei der Berechnung der K-Werte. Wird z.B. der Fluss um 50 % überschätzt, erhöht sich die hydraulische Leitfähigkeit um den Faktor zwei. Eine Fehleinschätzung der Wasserflüsse durch den Bodenkörper kann verursacht werden

- durch die Messungengenauigkeit der TDR-Technik (sonden- und gerätebedingt),
- durch eichbedingte Fehler und
- durch nicht repräsentative Messwerte für ein Kompartiment (maßstabsbedingt).

Die Auswirkung der fehlerhaften Bodenfeuchtemessung auf die hydraulische Leitfähigkeit hängt von der Größe der ermittelten Änderung der Bodenfeuchte ab. Je geringer diese, um so größer wird der relative Fehler bei der Bestimmung des Flusses sein (s. Abbildung 5-5).

Im Gegensatz zum Fluss geht der Wasserspannungsgradient reziprok in  $Ku(\Psi) = \frac{q}{(\text{grad}\Psi - 1 \pm \epsilon(\text{grad}\Psi))}$  ein. Drei Fälle können bei der Fehlerermittlung unterschieden werden:

(1) Wenn  $\epsilon(\text{grad}\Psi) \ll \text{grad}\Psi - 1$

(der Gradient ist also sehr groß), führt der relative Fehler bei der Gradientenbestimmung zu einem gleich großen Fehler bei der Berechnung der hydraulischen Leitfähigkeit.

(2) Wenn  $\varepsilon(\text{grad } \Psi) < \text{grad } \Psi - 1$ ,

kann kein absoluter oder relativer Fehler bei der Berechnung der hydraulischen Leitfähigkeit angegeben werden (s. STOFFREGEN 1998). In diesem Fall muss die Angabe einer Schranke für den absoluten bzw. den relativen Fehler des Näherungswertes genügen. Der Ausdruck

$$\frac{q}{(\text{grad } \Psi - 1 + \varepsilon(\text{grad } \Psi))} \leq \text{Ku}(\Psi) \leq \frac{q}{(\text{grad } \Psi - 1 - \varepsilon(\text{grad } \Psi))}$$

gibt die obere und untere Werteschränke für die berechnete hydraulische Leitfähigkeit an.

(3) Wenn  $\varepsilon(\text{grad } \Psi) \geq \text{grad } \Psi - 1$ ,

der Fehler der Wasserspannungsmessung ist also deutlich größer als der berechnete Gradient, lässt sich nur noch eine untere Grenze angeben, da der Nenner im Ausdruck  $\frac{q}{\text{grad } \Psi - \varepsilon(\text{grad } \Psi)}$

Null sein kann.

Der Fehler bei der Gradientenbestimmung wird (i) durch die begrenzte Messgenauigkeit der Tensiometer (Druckaufnehmer) und (ii) durch die Genauigkeit der Ermittlung der Position, an der die Wasserspannung gemessen wird, bestimmt. Letztere lässt sich erhöhen, wenn zu Beginn des Experimentes die Druckaufnehmer am hydraulischen Gleichgewicht geeicht werden. Für die Feldversuche wurde ein maximaler Fehler von  $0,3 \text{ cm} \cdot \text{cm}^{-1}$  in der Gradientenbestimmung angenommen. Das bedeutet, dass die Kalkulation der hydraulischen Leitfähigkeit bei kleinen Potenzialgradienten zunehmend unsicherer wird.

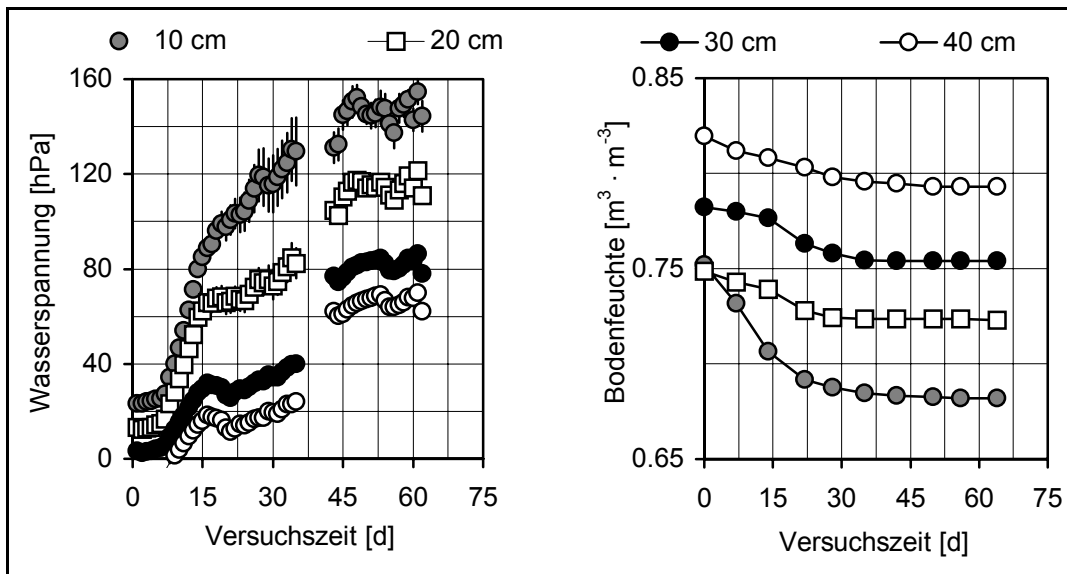
#### 5.4.2 Hydraulische Leitfähigkeit im Feld und im Labor

Abbildung 5-15 zeigt den Gang der Wasserspannungen und der Bodenfeuchte im Verlauf eines Freiland-Austrocknungsexperimentes, Abbildung 5-16 die dazugehörigen Potenzialgradienten und die Flüsse aus dem Lysimeter durch die Bodenoberfläche (Geländeoberkante „GOK“) und einzelne Ebenen.

Die Wasserspannungswerte in der Messtiefe 10 cm weisen im Vergleich zu denen der anderen Tiefen die größte Streuung auf. Die Potenzialgradienten aller Tiefen steigen wie die Wasserspannungen erst eine Woche nach Versuchsbeginn stark an. Auffällig ist, dass sich im Bereich von 25 cm Tiefe zeitweilig ein größerer Gradient herausbildet als in 15 cm Tiefe. Werden jedoch der maximale Fehler bei der Gradientenbestimmung und die Streuung der Wasserspannungswerte in 10 cm Tiefe berücksichtigt, überlappen sich die Gradienten der Tiefen 15 und 25 cm.

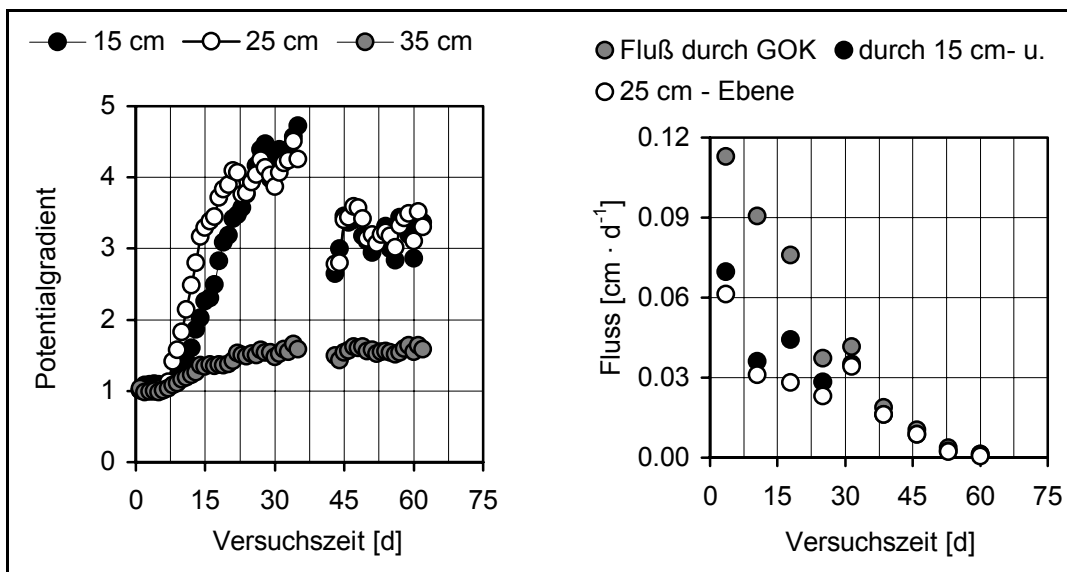
Im weiteren Verlauf des Experimentes trocknet der pflanzenlose Torfboden in Oberflächennähe aus und erreicht Lufttrockenheit. Die Potenzialgradienten der Tiefen 15 und

25 cm verringern sich deshalb nach 35 Tagen merklich. Die Evaporationsrate nahm von anfänglich  $1,1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$  auf weniger als  $0,3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$  nach 35 Tagen Versuchsdauer ab (Abbildung 5-16). Bis zum Ende des Experimentes nach 63 Tagen verdunstet aus dem Lysimeter kaum noch Wasser. Zudem ändern sich die Wasserspannungen nur noch geringfügig. Die sich im Verlauf des Experimentes herausbildende, oberflächennahe lufttrockene Schicht mit ihrer extrem niedrigen hydraulischen Leitfähigkeit verhindert offenbar ein stärkeres Austrocknen des Lysimeters.



**Abbildung 5-15: Zeitlicher Gang der Wasserspannung und der Bodenfeuchte während eines Freiland-Verdunstungsexperimentes zur Bestimmung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit**

Lysimeter ohne Pflanzenbewuchs, Erd-Niedermoor-Standort

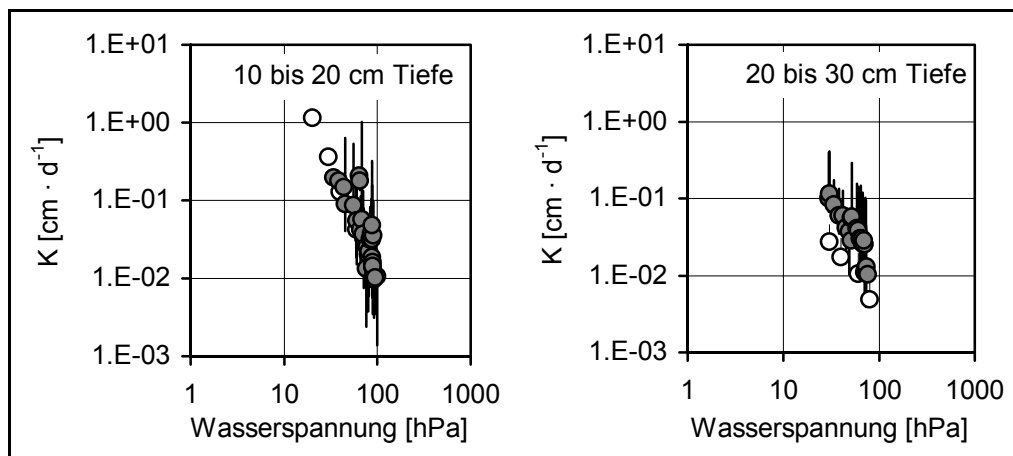


**Abbildung 5-16: Berechnete Potenzialgradienten und Flüsse aus den in Abbildung 5-15 dargestellten Wasserspannungs- und Bodenfeuchteverläufen**

GOK = Geländeoberkante (Bodenoberfläche)

Aus den in Abbildung 5-15 und Abbildung 5-16 aufgeführten Ergebnissen werden die hydraulischen Leitfähigkeiten für zwei Tiefen des Erd-Niedermoor-Standortes berechnet. Mit Hilfe des maximalen Fehlers bei der Gradientenbestimmung kann die obere und die untere Schranke für die so berechnete hydraulische Leitfähigkeit angegeben werden. Abbildung 5-17 zeigt die Ergebnisse.

Zusätzlich sind in der Grafik K-Werte eingezeichnet, die am gleichen Ort im nachfolgenden Jahr ermittelt wurden. Deutlich wird, dass die hydraulische Leitfähigkeit der Torfe in 10 bis 20 cm Tiefe größer ist als die der Torfe in 20 bis 30 cm Tiefe (weiße Kreise). Beispielsweise unterscheiden sich die hydraulischen Leitfähigkeiten in den beiden Tiefen bei 30 hPa um den Faktor 3,5. Da sich vor allem im zweiten Jahr im Verlauf des Austrocknungsexperimentes nur kleine Gradienten herausbildeten, sind dementsprechend die obere und untere Werteschanke für die berechnete hydraulische Leitfähigkeit relativ groß. Während die K-Verläufe aus der Tiefe 10 bis 20 cm des nachfolgenden Jahres (Vollkreise) nahezu identisch sind mit den im Vorjahr ermittelten (weiße Kreise), weichen die Leitfähigkeitswerte beider Jahre aus 20 bis 30 cm Tiefe voneinander ab. Die ermittelten Leitfähigkeitswerte beider Jahre überlappen sich aber, wenn die Fehler bei der Gradientenbestimmung berücksichtigt werden.



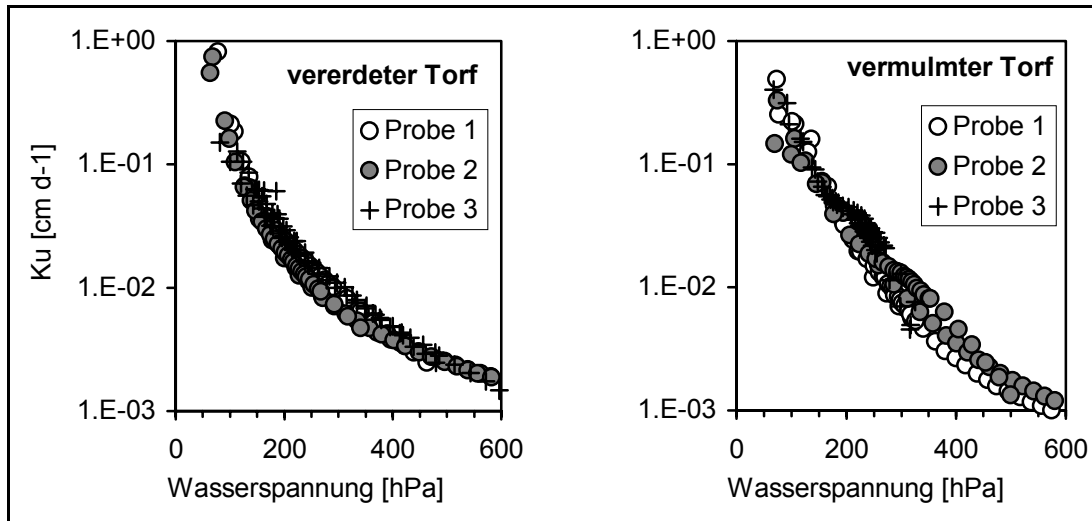
**Abbildung 5-17: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeiten ( $K_u$ ) in zwei Tiefen des Erd-Niedermoor-Standortes**

Dargestellt sind die aus Abbildung 5-15 & Abbildung 5-16 kalkulierten Werte (Symbol : weiße Kreise). Die durch einen Vollkreis gekennzeichneten K-Werte wurden im darauffolgenden Jahr am gleichen Ort aufgenommen.

Wie in Kapitel 2 erwähnt, wurde die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit nicht nur im Freiland, sondern auch im Labor experimentell ermittelt. Bei der Labormessung erfolgte je Horizont die Messung an drei Stechzylinder-Proben in jeweils mehreren Tiefen. Insgesamt liegen damit für jeden im Labor untersuchten Torfhorizont sechs Leitfähigkeitsverläufe vor. In Abbildung 5-18 sind für einen vererdeten und einen vermulmten Torfhorizont die Ergebnisse des Laborexperimentes von jeweils drei Proben dargestellt, wobei je Probe die K-Werte von zwei Tiefenstufen in die Grafik eingezeichnet wurden.

Die Streuung der Messwerte ist erstaunlich gering. Hinsichtlich der hydraulischen Leitfähigkeit unterscheiden sich die beiden Torfe geringfügig. Bei Wasserspannungen  $< 300$

hPa sind die Leitfähigkeitswerte des vermulmten Torfes höher als die des vererdeten. Überschreitet die Wasserspannung Werte von 300 hPa verringert sich die hydraulische Leitfähigkeit des vermulmten Torfes deutlich stärker als die des vererdeten Torfes.

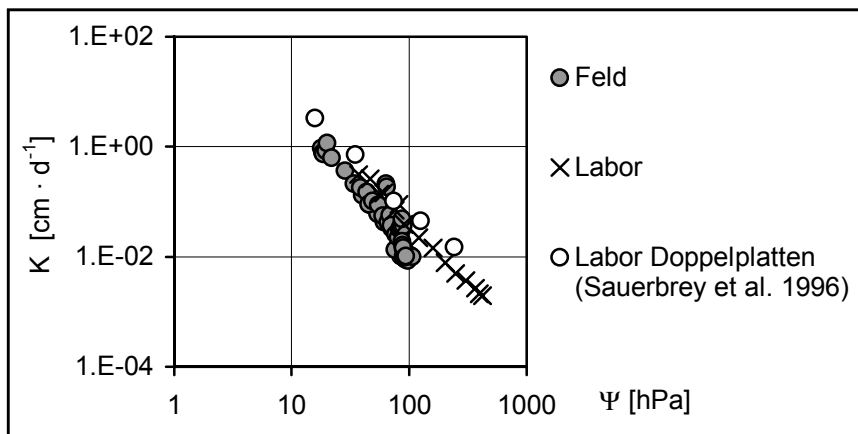


**Abbildung 5-18: Streuung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit bei vererdeten und vermulmten Torfen (Tiefe 0 bis 10 cm)**

Laborwerte: Für die drei Probenwiederholungen sind je Probe die K-Werte zweier Tiefenstufen dargestellt.

### Vergleich zwischen Feld- und Laborwerten

In Abbildung 5-19 sind für die Torfschicht der Tiefe 10 bis 20 cm die im Labor und im Feld bestimmten Leitfähigkeitswerte gegenübergestellt.

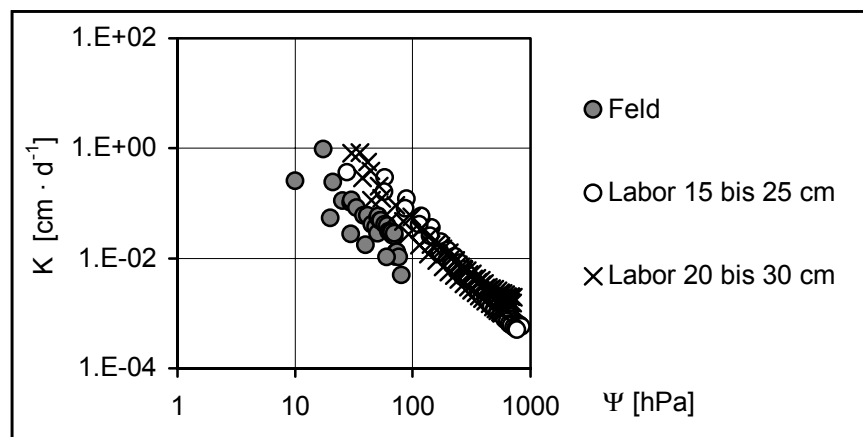


**Abbildung 5-19: Hydraulische Leitfähigkeit (Labor und Feld)**

10 bis 20 cm Tiefe, Erd-Niedermoor-Standort

Die sehr gute Übereinstimmung zwischen Feld- und Laborwerten ist insofern bemerkenswert, als dass im Labor verschiedene Methoden (SSPM und APM nach PLAGGE sowie Doppelplattenversuch<sup>1</sup> nach VETTERLEIN) zum Einsatz kamen.

In der Tiefe 15 bis 30 cm streuen die Feld- und Laborwerte stärker (Abbildung 5-20). Werden aber die während des Freilandexperimentes auftretenden Fehler der Gradientenbestimmung und die daraus resultierenden Werteschränken für die ungesättigte Leitfähigkeit betrachtet (Abbildung 5-17), sind nur noch geringfügige Abweichungen zwischen Labor- und Feldwerten zu verzeichnen. Insgesamt ist festzuhalten, dass mit dem verwendeten Instrumentarium reproduzierbare Werte der ungesättigten Leitfähigkeit ermittelt werden können.



**Abbildung 5-20: Hydraulische Leitfähigkeit (Labor und Feld)**

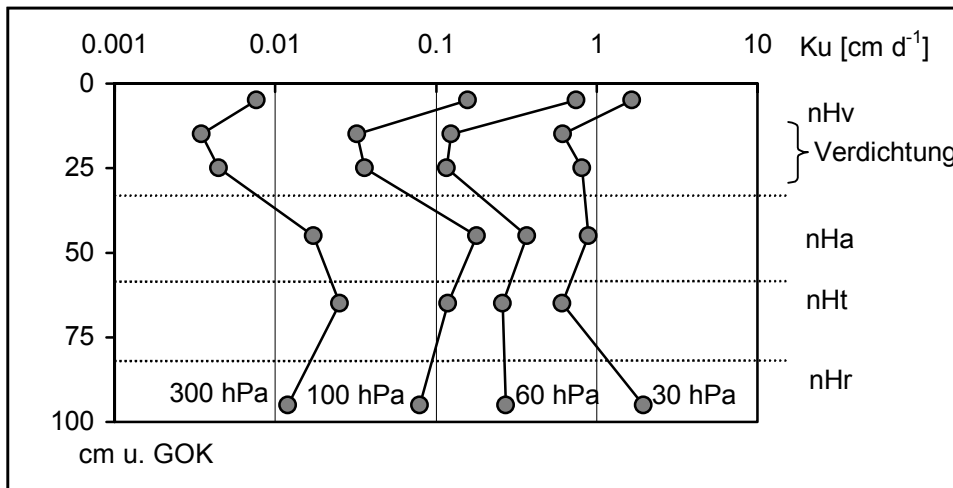
15 bis 30 cm Tiefe, Feldwerte (Tiefe 20 bis 30 cm), Erd-Niedermoor-Standort

### 5.4.3 Hydraulische Leitfähigkeit im Tiefenverlauf der jeweiligen Standorte

#### Erd-Niedermoor

Anhand der Wasserretention (Abbildung 5-7) und des Kegeleindringwiderstandes wurde die Existenz verdichteter Schichten Standort Erd-Niedermoor nachgewiesen. Die Beeinträchtigung der hydraulischen Leitfähigkeit am Standort Erd-Niedermoor aufgrund von Verdichtungsprozessen verdeutlicht Abbildung 5-21. Dargestellt sind im Labor aufgenommene K-Werte verschiedener Tiefenstufen. Die hydraulische Leitfähigkeit der unverdichteten Schicht ist je nach Wasserspannung bis zu sechsmal größer als die der verdichteten.

<sup>1</sup> Der Doppelplattenversuch wurde an der Humboldt-Universität von der AG Sauerbrey durchgeführt.

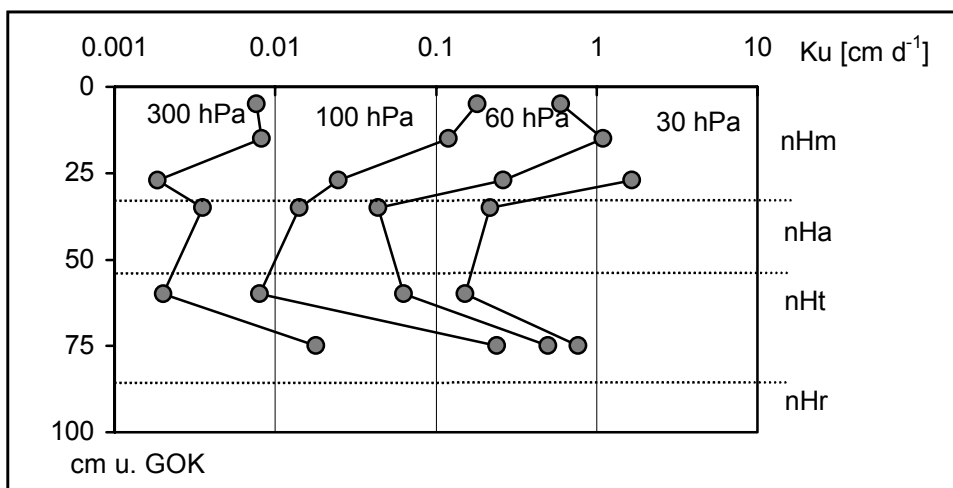


**Abbildung 5-21: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit im Tiefenverlauf bei verschiedenen Wasserspannungen; Erd-Niedermoor (Laborversuch)**

Die zugehörigen Wasserhaushaltskennwerte sind in Abbildung 5-12 dargestellt.  
GOK = Geländeoberkante

### Mulm-Niedermoor

Am Standort Mulm erfolgte die Bestimmung der hydraulischen Leitfähigkeit nur im Labor. In Abbildung 5-22 sind für verschiedene Tiefen des Profils die hydraulischen Leitfähigkeiten in Abhängigkeit von der Wasserspannung dargestellt.



**Abbildung 5-22: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit im Tiefenverlauf bei verschiedenen Wasser-spannungen; Mulm-Niedermoor, (Laborversuch)**

Bei den Torfen aus 55 bis 60 cm und 75 bis 80 cm Tiefe wurden die K-Werte im Doppelplattenversuch bestimmt (SAUERBREY et al. 1999b). Die zugehörigen Wasserhaushaltskennwerte sind in Abbildung 5-12 dargestellt.

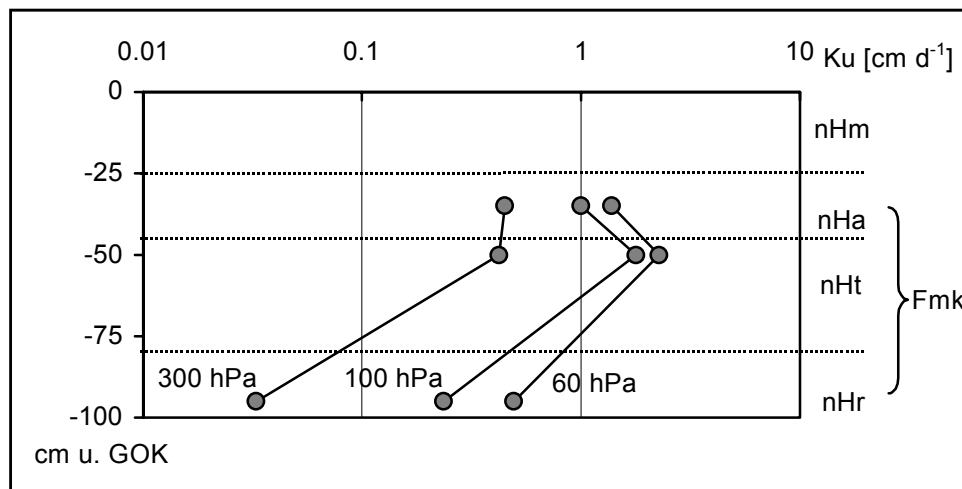
Die durch Messung der Wasserretention und des Kegeleindringwiderstandes nachgewiesene Verdichtung im Torfvermulmungshorizont wird bestätigt; die vermulmte Torfschicht aus der



Tiefe 15 bis 25 cm weist gegenüber den darüber liegenden vermulmten Schichten deutlich geringere hydraulische Leitfähigkeiten auf. Beispielsweise unterscheiden sich bei 100 hPa die Leitfähigkeiten der verdichteten und der unverdichteten Schicht um eine halbe Zehnerpotenz. Der Abbildung 5-22 ist weiterhin zu entnehmen, dass der Torf des Aggregierungshorizontes und auch der durchschlickte Bereich des nHt-Horizontes gegenüber dem vermulmten Torf oder dem Schilftorf des nHt-Horizontes eine deutlich geringere hydraulische Leitfähigkeit aufweisen. Einerseits begründet sich dies moorgenetisch (Durchschlickung), andererseits pedogenetisch (Aggregierung). BARTELS (1970) wies bei Niedermooren mit zunehmender Durchschlickung gleichfalls abnehmende Leitfähigkeiten nach. HENNINGS (1996) fand bei Torfen des Aggregierungshorizontes gegenüber den vererdeten Torfen um eine Zehnerpotenz geringere Leitfähigkeitswerte. Im Vergleich zum Erd-Niedermoor (Abbildung 5-21) zeichnet sich der oberste Horizont des Mulm-Standortes bei Wasserspannungswerten kleiner 100 hPa durch ein erheblich besseres Wasserleitfähigkeitsvermögen aus.

### Flacher Torf über Kalkmudde

Die hydraulische Leitfähigkeit der Kalkmudden aus den nHa- und nHt-Horizonten ist außergewöhnlich hoch (Abbildung 5-23).



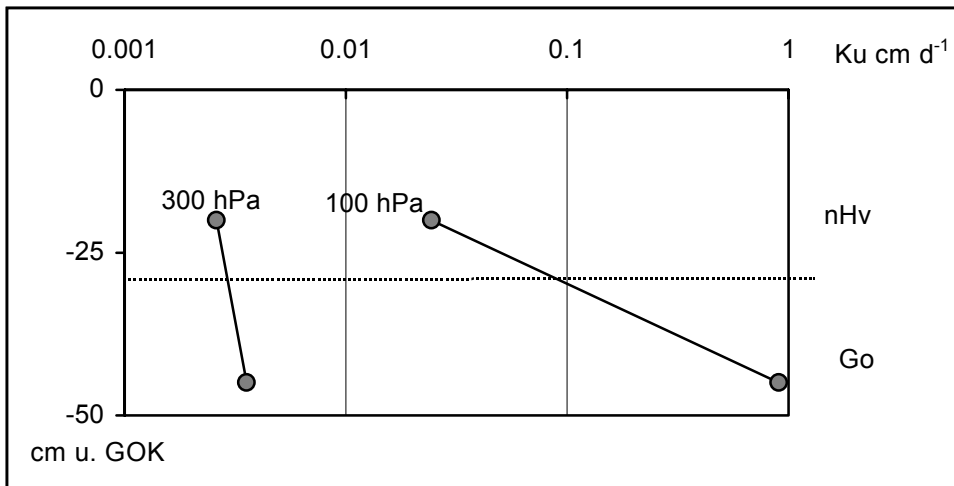
**Abbildung 5-23: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit im Tiefenverlauf; Flacher Torf über Kalkmudde (Laborversuch)**

Die zugehörigen Wasserhaushaltskennwerte sind in Abbildung 5-13 dargestellt.

Bei gleicher Wasserspannung werden in etwa eine Zehnerpotenz höhere Werte gemessen als bei den bisher vorgestellten Torfen. Das Wasserleitvermögen des kalkmuddigen nHt-Horizontes jedoch entspricht angenähert dem der torfigen Substrate. Möglicherweise haben die unterschiedlichen  $C_{\text{org}}$ -Gehalte in den Kalkmudden (nHa- u. nHt-Horizont ca. 1,1 Gew.-%, nHr-Horizont 3,5 Gew.-% (PAULMANN & MARQUART 1998)) Einfluss auf das Wasserleitvermögen im ungesättigten Bereich.

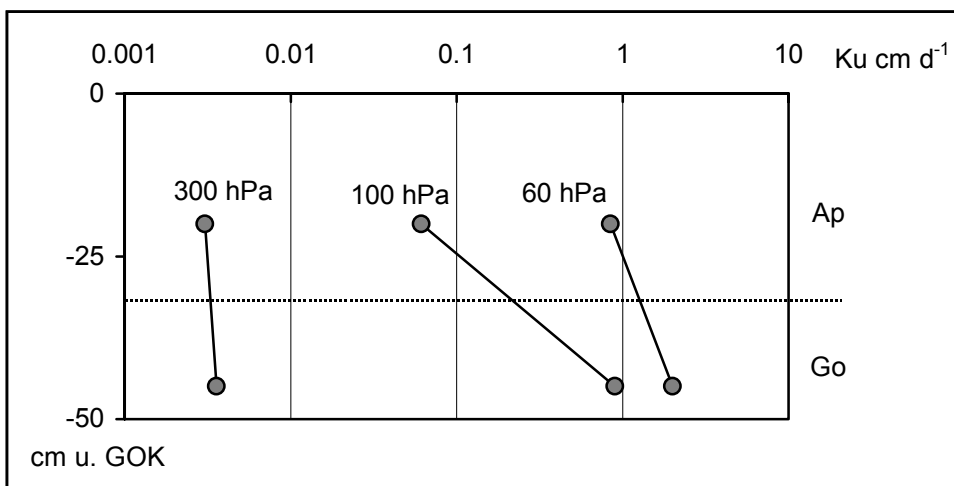
### Niedermoorgley- und Gleystandorte

Im durchwurzelten Bereich der Moorgley- und Gleystandorte ist die hydraulische Leitfähigkeit im Vergleich zu den anderen Standorten geringer (Abbildung 5-24 und Abbildung 5-25). Der anstehende Feinsand zeichnet sich bis 100 hPa durch sehr hohe ungesättigte Leitfähigkeiten aus.



**Abbildung 5-24: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit im Tiefenverlauf; Niedermoorgley (Laborversuch)**

Die zugehörigen Wasserhaushaltskennwerte sind in Abbildung 5-14 dargestellt.



**Abbildung 5-25: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit im Tiefenverlauf; Gley (Laborversuch)**

Die zugehörigen Wasserhaushaltskennwerte sind in Abbildung 5-14 dargestellt.

#### 5.4.4 Vergleich mit den Ergebnissen anderer Arbeitsgruppen

Welche Faktoren beeinflussen die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit der Niedermoortorfe? Mit dieser Frage haben sich u.a. BARTELS (1970), BARTELS & KUNTZE

(1973), BURGHARDT (1977), ILLNER & RAASCH (1977) und SAUERBREY (1981) beschäftigt. Ihre Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- **Zersetzungsgrad:** (i) Nach BARTELS & KUNTZE (1973) zeichnen sich schwach zersetzte Torfe bei geringen Wasserspannungen durch ein besseres Leitfähigkeitsvermögen aus als stark zersetzte Torfe. Das begründet sich mit dem höheren Anteil von Makroporen ( $d > 30\mu$ ) in den weniger zersetzten Torfen. Steigt die Wasserspannung auf Werte größer 60 hPa an, nimmt die Leitfähigkeit der gering zersetzten Torfen rasch ab und wird kleiner als die der stark zersetzten Torfe. (ii) SAUERBREY (1981) findet generell verringerte Leitfähigkeitswerte mit zunehmendem Zersetzungsgrad.
- **Torfart:** Über den Einfluss der Torfart auf die hydraulische Leitfähigkeit ist bisher nichts bekannt.
- **Mineralstoffgehalt:** (i) ILLNER & RAASCH (1977) stellen bei ihren Untersuchungen fest, dass die hydraulische Leitfähigkeit im Wasserspannungsbereich von 60 bis 100 hPa eine Beziehung zum Glührückstand aufweist: Die glührückstandsarmen Torfe (Glührückstand  $< 12\%$ ) haben eine um den Faktor 3 bis 4 höhere Leitfähigkeit als die Torfe mit Glührückständen größer 23 %. (ii) BARTELS & KUNTZE (1973) berichten, dass bei drei gleich stark zersetzten Torfen die Leitfähigkeit mit stärkerer Durchschlickung deutlich abnimmt.
- **Trockenrohdichte:** (i) Bei stark zersetzten Niedermoortorfen nimmt die Leitfähigkeit mit ansteigendem Substanzvolumen (Verdichtung) ab, wie BARTELS & KUNTZE (1973) ausführen. (ii) Nach SAUERBREY (1981) bewirken Verdichtungserscheinungen auch bei vergleichsweise geringerer Zersetzung eine deutlich verminderte hydraulische Leitfähigkeit. (iii) ILLNER & RAASCH (1977) beobachten bei gering zersetzten Schilftorfen und in geringeren Maßen auch bei vererdeten Torfen bei ansteigenden Trockenrohdichten abnehmende Leitfähigkeiten im Wasserspannungsbereich 60 bis 100 hPa.
- **Gesamtporenvolumen:** SAUERBREY (1981) verzeichnet insbesondere bei niedrigen Wasserspannungen mit abnehmenden Gesamtporenvolumen niedrigere Leitfähigkeitswerte.
- **Pedogenese:** SAUERBREY (1995) berichtet, dass die hydraulische Leitfähigkeit im Profil eines Mulm-Standortes von den gering zersetzten Torfen über die vererdeten hin zum vermulmten Torf abnimmt. HENNINGS (1996) stellt hingegen bei einem stark zersetzten Torf des Aggregierungshorizontes um den Faktor 10 kleinere Leitfähigkeitswerte fest als bei den stärker von Bodenentwicklungsprozessen geprägten vererdeten Torfen.

Die im Rahmen der Arbeit an verschiedensten Torfen ermittelten Leitfähigkeitswerte wurden bezüglich der pedogenen Veränderung gruppiert. Dabei waren (i) Torfe mit noch erkennbarer

Pflanzensubstanz von (ii) vererdeten Torfen und von (iii) vermulmten Torfen zu unterscheiden. Das Ergebnis dieser Klassifizierung demonstriert Tabelle 5-1.

**Tabelle 5-1: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit der untersuchten Torfe in Abhängigkeit der pedogenen Entwicklung**

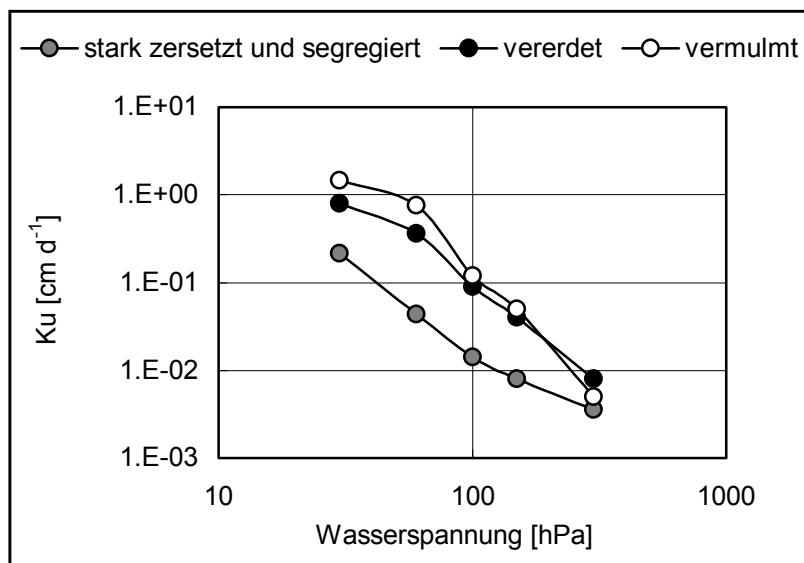
Mittelwerte, in Klammern Standardabweichungen, n = Anzahl der Horizonte, a = 2 Horizonte

	n	Ungesättigte Leitfähigkeit [mm d <sup>-1</sup> ] bei				
		30 hPa	60 hPa	100 hPa	150 hPa	300 hPa
Hnz2, Hnz3	8	7.4 (6.0)	2.2 (1.6)	0.9 (0.9)	0.4 (0.3)	0.12 (0.09)
Hav	6	7.3 (3.2)	3.6 (2.9)	0.9 (0.6)	0.4 (0.2)	0.08 (0.06)
Ham	6	10.4 <sup>a</sup> (8.9)	4.9 (3.8)	1.6 (1.0)	0.5 (0.4)	0.05 (0.03)

Statistisch zu sichernde Unterschiede in den Leitfähigkeitswerten zwischen den einzelnen Torfklassen sind nicht zu verzeichnen. Die beobachteten Unterschiede in den ungesättigten Leitfähigkeiten der einzelnen Torfklassen korrespondieren sehr gut mit den in Kapitel 4 diskutierten Verschiebungen in der Porengrößenverteilung der Torfe als Folge der sekundären Bodenentwicklung. Der Anteil der weiten Grobporen ( $\varnothing > 100 \mu\text{m}$ ) verringert sich durch Sackungs-, Schrumpfungs- und Mineralisierungsvorgänge, der Anteil der engen Grobporen nimmt dagegen zu. Daraus resultieren die bei den einzelnen Torfklassen beobachteten Unterschiede in der Wasserleitfähigkeit bei Wasserspannungswerten zwischen 30 und 60 hPa: Die höchsten hydraulischen Leitfähigkeiten weisen die vermulmten Torfe auf, die geringsten die Torfe mit erkennbarer Pflanzenart. Das gute Wasserleitvermögen der vermulmten Torfe im nahe gesättigten Bereich erklärt sich auch mit dem Prozess der Vermulmung: Dabei bilden sich zunehmend feinkrümelige Aggregate im Oberboden heraus (s. Kap. 4) und der Anteil kontinuierlicher Grobporen erhöht sich deshalb. Im Wasserspannungsbereich von 100 bis 200 hPa treten zwischen den Leitfähigkeitswerten der einzelnen Klassen kaum noch Unterschiede auf. Erst bei Wasserspannungswerten von 300 hPa und größer spreizen sich die Leitfähigkeitsverläufe der einzelnen Torfklassen wieder auf. Dann weisen die Torfe mit erkennbarer Pflanzensubstanz höhere Leitfähigkeitswerte auf als die vererdeten und vermulmten Torfe. Diese Tatsache begründet sich mit dem im Verlauf der sekundären Bodenbildung sich stetig verringernden Anteil der Mittelporen ( $\varnothing 10$  bis  $2 \mu\text{m}$ , s. Tabelle 4-2).

In Abbildung 5-26 sind für pedogen veränderte Torfe die Beziehungen zwischen Wasserspannung und hydraulischer Leitfähigkeit grafisch dargestellt. Auffällig sind die vergleichsweise sehr geringen Leitfähigkeiten des stark zersetzten und segregierten Torfes. Dieser Torf, dessen Kennzeichen mehr oder weniger großvolumige, scharfkantig abgesetzte Polyeder sind (s. Kap. 4), erreicht erst bei Wasserspannungen von etwa 300 hPa das

Wasserleitvermögen der vererdeten und vermulmten Torfe<sup>1</sup>. Im nahe gesättigten Bereich besitzt dieser Torf, bodengenetisch bedingt, deutlich verringerte hydraulische Leitfähigkeiten.



**Abbildung 5-26: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit pedogen veränderter Niedermoor torfe des Rhinluchs**

Laborwerte; vermulmter Torf: n=6; vererdeter Torf: n= 6; stark zersetzter Torf : n=1

Die beobachtete Zunahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit voranschreitender Bodenentwicklung steht im Widerspruch zu den von anderen Autoren festgestellten Leitfähigkeitsvermögen. Beispielsweise finden SAUERBREY & ZEITZ (1999) abnehmende K-Werte von den gering humifizierten Unterbodenhorizonten hin zu den vermulmten Oberbodenhorizonten.

In den folgenden Tabellen werden die von anderen Autoren ermittelten hydraulischen Leitfähigkeiten getrennt nach Torfart den eigenen Werten gegenübergestellt.

Bei den schwach zersetzten Schilftorfen weichen die veröffentlichten Leitfähigkeitswerte sehr stark von den hier vorliegenden ab: Bei gleicher Wasserspannung sind die eigenen Werte um ein Vielfaches größer als die der anderen Autoren (Tabelle 5-2). Das ist erstaunlich, da trotz höherer Trockenrohdichten und größerer Glührückstände bei den eigenen Torfen höhere Leitfähigkeitswerte beobachtet werden als bei den Proben anderer Autoren. Diese Tatsache widerspricht den Angaben, die ILLNER & RAASCH (1977) hinsichtlich Trockenrohdichte und Mineralstoffgehalt machen ( s. weiter oben).

<sup>1</sup> Für den stark zersetzten Torf des Aggregierungshorizontes liegen Werte von nur einem Horizont vor. HENNINGS (1996) findet jedoch bei einem Torf des Aggregierungshorizontes bei gleicher Wasserspannung ebenfalls geringere Leitfähigkeitswerte als im Vererdungshorizont.

**Tabelle 5-2: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit [mm d<sup>-1</sup>] gering zersetzter Torfe verschiedener Autoren im Vergleich zu den eigenen Messwerten**

Zersetzungsgrad nach Post

Substrat/ Zersetzungsgrad	Hnp 3-4	Hnp 3 / 3-4	Hnp 3-4	Hnp 4
Autor	BARTELS & KUNTZE 1973	ILLNER & RAASCH 1977	ILLNER & BOHNE 1980	eigene Werte
n	1	4	1	2
GPV [Vol.-%]	-	-	88,5	88,5
Glührückstand [M.-%]	-	10,2	21,2	16,5
dB [g cm <sup>-3</sup> ]	0,09	0,08	-	0,17
30 hPa	-	-	-	6,9
60 hPa	0,65	0,65	0,81	3,6
100 hPa	0,3	0,55	0,34	1,7
300 hPa	0,02	0,01	0,02	0,21

Bei den vererdeten Torfen findet sich eine gute Übereinstimmung zu den Werten von SAUERBREY (1995) und z.T. auch zu LOXHAM & BURGHARDT (1986) (Tabelle 5-3).

**Tabelle 5-3: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit [mm d<sup>-1</sup>] vererdeter Torfe verschiedener Autoren im Vergleich zu den eigenen Messwerten**

Substrat	Hav	Hav	Hav <sup>*)</sup>	Hav	Hav
Autor	Illner & Raasch 1977	Illner & Bohne 1982	Loxham & Burghardt 1986	Sauerbrey 1995	eigene Werte
n	3	1	1	1	6
GPV [Vol.-%]	-	73,6	77,1	80,2	78,1
Glührückstand (M.-%)	34,5	23,6	24,3	17,3	22,5
dB [g cm <sup>-3</sup> ]	0,24	-	0,36	0,31	0,34
30 hPa	-	-	3,1	2,9	7,3
60 hPa	0,22	0,22	0,57	1,6	3,6
100 hPa	0,16	0,12	0,1	0,32	0,9
300 hPa	0,005	0,008	0,03	0,02	0,08

<sup>\*)</sup> Loxham & Burghardt (1986) machen keine Angaben zum Bodenentwicklungszustand. Hennings (1996) ordnet den Proben m. H. der Trockenrohdichte und dem Wassergehalt bei pF 3,0 Bodenentwicklungsstufen zu.

Das ungesättigte Wasserleitvermögen der von ILLNER & RAASCH (1977) und ILLNER & BOHNE (1982) untersuchten Torfe ist eindeutig geringer. Allerdings sind die Glührückstände (ILLNER & RAASCH 1977) bzw. das Substanzvolumen (ILLNER & BOHNE 1980) der Torfe größer als bei den eigenen Proben. Eine Beziehung zwischen Trockenrohdichte und

hydraulischer Leitfähigkeit bei 60 hPa, wie sie ILLNER & RAASCH (1977) finden, ist bei den eigenen Messwerten nicht zu beobachten.

Die Leitfähigkeitswerte der vermulmten Torfe der anderen Autoren (außer HENNINGS 1996) sind bei gleicher Wasserspannung z.T. etwa eine Zehnerpotenz kleiner als die Werte der eigenen Messungen (Tabelle 5-4).

**Tabelle 5-4: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit [mm d<sup>-1</sup>] vermulmter Torfe verschiedener Autoren im Vergleich zu den eigenen Messwerten**

Substrat	Ham	Ham	Ham	Ham	Ham
Autor	Illner & Raasch 1977	Loxham & Burghardt 1986	Sauerbrey 1995	Hennings 1996	eigene Werte
<b>n</b>	1	?	1	1	<b>6</b>
<b>GPV [Vol.-%]</b>	-	-	78,7	74	<b>75,3</b>
<b>Glührückstand [M.-%]</b>	36,8	-	19,7	60	<b>25</b>
<b>dB [g cm<sup>-3</sup>]</b>	0,23		0,34	0,53	<b>0,39</b>
<b>30 hPa</b>	-	3,8	-	6,6	<b>10,4</b>
<b>60 hPa</b>	0,19	0,17	0,39	1,6	<b>4,9</b>
<b>100 hPa</b>	0,15	0,12	0,06	0,6	<b>1,6</b>
<b>300 hPa</b>	0,004	0,007	0,01	0,06	<b>0,05</b>

Teilweise werden durch die eigenen Untersuchungen je nach Torfart bei gleicher Wasserspannung erheblich höhere Leitfähigkeitswerte ermittelt als bei den anderen Autoren beschrieben. Besonders groß sind die Differenzen zu den Angaben, die in den 70er Jahren veröffentlicht wurden. Möglicherweise ist das methodisch bedingt. Bis dahin wurden bei der Doppelplatten-Methode meist keine Tensiometer zur Messung der in der Probe vorherrschenden Wasserspannung installiert. Die ermittelte Wasserleitfähigkeit bezieht sich allein auf die an den Platten bzw. Membranen anliegenden Drücke (VETTERLEIN 1968, HENSELER & RENGER 1969). Der Durchflusswiderstand der Platten bzw. Membranen wird dabei berücksichtigt, der Übergangs- bzw. Kontaktwiderstand zwischen Filterplatte und Boden aber nicht (s. auch HARTGE 1968). RENGER et al. 1972 beschäftigen sich mit dem Einfluss der Durchflusswiderstände auf die hydraulische Leitfähigkeit. Diese Autoren stellen fest, dass der tatsächliche Leitfähigkeitswert bei Berücksichtigung des Übergangswiderstandes mindestens um den Faktor vier größer ist als ohne Berücksichtigung des Übergangswiderstandes. Zudem variiert der Faktor mit sich ändernder Wasserspannung.

## 5.5 Parametrisierung

Zur Erforschung des Wasser- und des Stoffhaushaltes werden häufig Simulationsmodelle eingesetzt. Solche Modelle fordern als Eingangsparameter meist die Darstellung der hydraulischen Leitfähigkeit und der Wasserretention als geschlossene mathematische

Funktion. In dieser Arbeit werden die im Experiment erfassten Wasserretentionsverläufe mit dem Ansatz nach VAN GENUCHTEN (1980) parametrisiert:

$$\Theta = \frac{\Theta_S - \Theta_R}{[1 + (\alpha \cdot \Psi)^n]^m} + \Theta_R \quad \text{und} \quad \Psi = \frac{1}{\alpha} \left\{ \left( \frac{\Theta - \Theta_R}{\Theta_S - \Theta} \right)^{\frac{-1}{m}} - 1 \right\}^{\frac{1}{n}} \quad 5-6$$

$\Theta$  = volumetrischer Wassergehalt ( $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ )

$\Theta_S$  und  $\Theta_R$  = gesättigter und residualer Wassergehalt ( $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ )

$\Psi$  = Wasserspannung (hPa)

$\alpha$ ,  $n$  und  $m$  ( $m=1-1/n$ ) = van Genuchten-Parameter

Die oben genannten Gleichungen enthalten eine Vielzahl von Koeffizienten, denen zum Teil eine physikalische Bedeutung zuzuordnen ist. Beispielsweise entspricht  $\Theta_S$  der Gesamtporosität und der Parameter  $\alpha$  korrespondiert mit dem Lufttrittspunkt. Letztendlich sind alle Parameter als Anpassungsfaktoren anzusehen. VAN GENUCHTEN (1980) kombinierte seinen eigenen Ansatz mit dem von MUALEM (1976) vorgeschlagenen Modell zur Vorhersage der ungesättigten Leitfähigkeit  $K_U$  aus der Wasserretention und der gemessenen gesättigten Leitfähigkeit  $K_{SAT}$ . Aus der parametrisierten Wasserretentionskurve kann die hydraulische Leitfähigkeit bei Verwendung eines zusätzlichen Parameters  $l$  ( $l$  wird häufig der Wert 0.5 zugewiesen) berechnet werden:

$$K_u(S) = K_{SAT} S^l \left[ 1 - \left( 1 - S^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad \text{mit} \quad S = \frac{(\Theta - \Theta_R)}{(\Theta_S - \Theta_R)} \quad 5-7$$

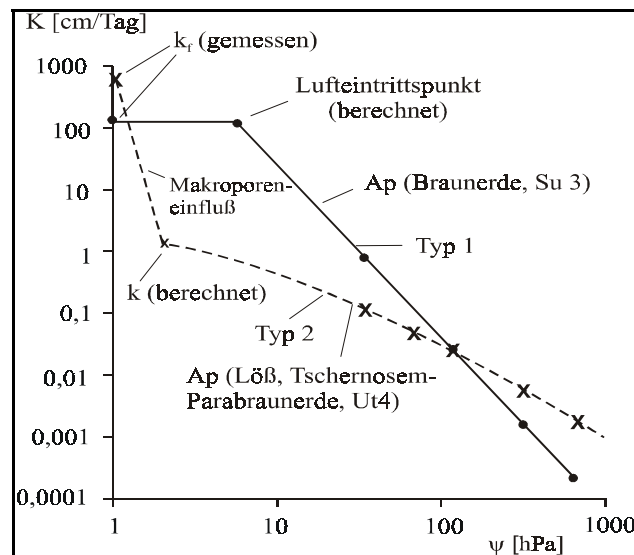
$$\text{oder } K_u(\Psi) = \frac{\left\{ \left( 1 + [\alpha \Psi]^n \right)^m - [\alpha \Psi]^{n-1} \right\}^2}{\left( 1 + [\alpha \Psi]^n \right)^{m(1+2)}} \quad 5-8$$

Mit den Eigenschaften der Funktionen (Gleichung 5-6 u. 5-7) beschäftigen sich VAN GENUCHTEN & NIELSEN (1985) eingehend. Die Parameter der Gleichungen 5-6/7/8 werden durch Anpassung an die gemessenen Daten geschätzt. Dazu wird das von STOFFREGEN 1998 entwickelte Programm KUPFER verwendet. Grundsätzlich sollte die Optimierung der



Parameter für die Retentions- und Leitfähigkeitsdaten simultan erfolgen. Weichen die Messdaten und die angepassten Werte im gewünschten Bereich jedoch stärker voneinander ab, wird eine getrennte Parameterfindung empfohlen. Das erfordert mehrere Programmdurchläufe.

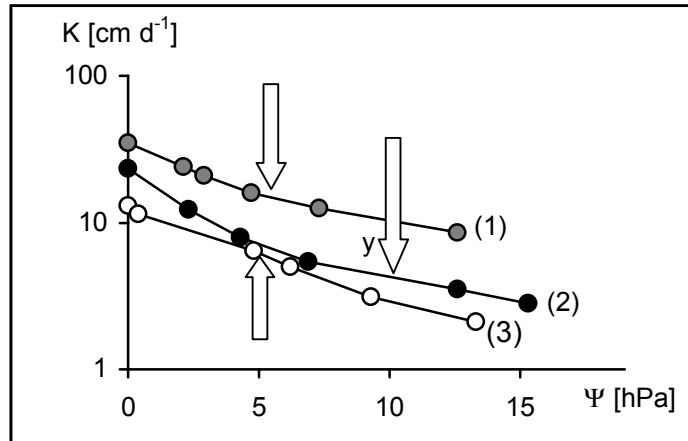
Nach RENGGER et al. (1998) sind bei Mineralböden hinsichtlich des Verlaufs der Beziehung zwischen Wasserleitfähigkeit und Wasserspannung zwei Grundtypen zu unterscheiden (Abbildung 5-27).



**Abbildung 5-27: Grundtypen der Beziehung Wasserleitfähigkeit (K) /-spannung ( $\Psi$ )** (RENGGER et al. 1998)

Typ 1 repräsentiert Böden, bei denen die Wasserleitfähigkeit zwischen Sättigung und Lufteintrittspunkt konstant bleibt. Erst wenn die am Lufteintrittspunkt vorherrschende Wasserspannung überschritten wird, ist bei diesen Böden ein starker Abfall der hydraulischen Leitfähigkeit zu beobachten. Böden des Typus 2 zeichnen sich durch das Vorhandensein von Makroporen aus. Bei geringfügiger Erhöhung der Wasserspannung von 0 auf ca. 2 hPa verringert sich die hydraulische Leitfähigkeit z.T. um mehrere Zehnerpotenzen (RENGGER et al. (1998). Für die meisten Böden finden sich K- $\Psi$ -Verläufe, die zwischen den beiden in Abbildung 5-27 eingezeichneten Grundtypen liegen.

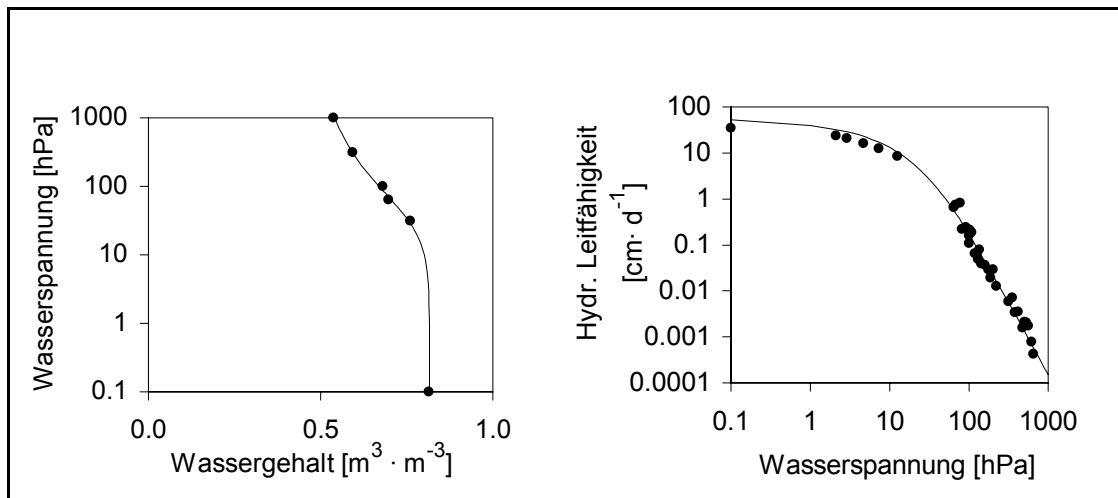
Zur Bestimmung der Makroporosität in Böden werden häufig Tensionsinfiltrimeter genutzt (z.B. WATSON & LUXMOORE 1986 oder BAIRD 1997). BAIRD (1997) berichtet, dass bei amorphen Torfen die hydraulische Leitfähigkeit zwischen 0 und 3 hPa Wasserspannung im Mittel von 35 auf 12 cm d<sup>-1</sup> abnimmt (Anzahl der Proben = 17). BOHL et al. 1994 ermitteln mit der gleichen Methodik auf drei Messplätzen des Erd-Niedermoor-Standortes die hydraulische Leitfähigkeit nahe Sättigung. Aus den in Abbildung 5-28 aufgeführten Resultaten ist zu entnehmen, dass sich bei den stark vererdeten Oberbodenhorizonten der einzelnen Messplätze die K-Werte zwischen Sättigung und Lufteintrittspunkt (hervorgehoben durch die Pfeile) nur relativ geringfügig verringern. Hinsichtlich des K- $\Psi$ -Verlaufes lassen sich die vererdeten Torfe demnach eher dem Grundtyp 1 zuordnen.



**Abbildung 5-28: Hydraulische Leitfähigkeit im nahe gesättigten Bereich auf drei Messplätzen (1-3) des Erd-Niedermoor-Standortes (BOHL et al. 1994)**

Tensionsinfiltrationsmessungen nach REYNOLDS & ELRICK (1992). Die Pfeile zeigen für die jeweilige Probe den errechneten Lufteintrittspunkt an.

In Abbildung 5-29 sind für einen vererdeten Torf (Messplatz 1) die Ergebnisse der simultanen Parameteroptimierung über den Wasserspannungsbereich von 0 bis 1 000 hPa dargestellt. Die simultane Anpassung der Messdaten führte zu guten Resultaten.



**Abbildung 5-29: Simultane Anpassung der Wasserretentions- und hydraulischen Leitfähigkeitswerte der Torfe (0 bis 10 cm Tiefe) des Erd-Niedermoor-Standortes über den Wasserspannungsbereich 0 bis 1 000 hPa**

Schwarze Punkte = Messwerte, vererdeter Torf

## 5.6 Zusammenfassung

- Die experimentelle Bestimmung der Leitfähigkeits- und Wasserretentionsverläufe für verschiedene Torfsubstrate und Horizonte erfolgte sowohl im Labor als auch im Freiland.

- Große Unterschiede traten im Freiland-Experiment zwischen den Entwässerungs- und Bewässerungs-Retentionskurven auf. Bei gleicher Wasserspannung unterschieden sich beim vermulmten Torf die Bodenfeuchten um bis zu 30 Vol.-%. Beobachtete Unterschiede im Hystereseverhalten zwischen vermulmten und stark zersetzten Torfen begründen sich mit der unterschiedlichen Intensität der Austrocknung in den jeweiligen Tiefen.
- Während der Erstellung von Labor-Wasserretentionskurven wurde die wasserspannungsabhängige Schrumpfung der Torfe quantifiziert. Die Torfe aus dem meist wassergesättigten Tiefenbereich zeigten erste Schrumpferscheinungen bei 60 hPa. Diese Torfe haben bis zur pF-Stufe 4,2 fast 40 Prozent ihres ursprünglichen Volumens verloren. Bei den vererdeten und vermulmten Torfe hingegen beläuft sich dieser Wert auf 7 bzw. 5 Prozent.
- Anhand der Messung der Wasserretention und der hydraulischen Leitfähigkeit konnte das Auftreten hydraulisch verdichteter Schichten im vererdeten und vermulmten Oberboden der beiden Standorte nachgewiesen werden. Diese Verdichtungsschichten zeichnen sich durch deutlich verringerte Luftkapazitäten und einen reduzierten Anteil an leicht pflanzenverfügbarem Wasser aus. Zudem verursachen die Verdichtungsprozesse eine erhebliche Verringerung der Leitfähigkeit im nahegesättigten Bereich im Vergleich zu den unverdichteten Schichten.
- Die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit nimmt bei niedrigen Wasserspannungen in der Reihenfolge vermulmte Torfe, vererdete Torfe und Torfe geringer bis mittlerer Zersetzung ab. Bei höheren Wasserspannungen hingegen findet sich bezüglich der ungesättigten Leitfähigkeit die umgekehrte Reihenfolge. Dann weisen die vermulmten Torfe die geringsten Leitfähigkeiten auf.
- Die Unterbodenhorizonte des Mulm-Standortes weisen im Vergleich zu den darüber und den darunter liegenden Horizonten deutlich geringere hydraulische Leitfähigkeiten auf. Dies könnte pedogenetisch bedingt sein (starke Seggregation). Andererseits ist es denkbar, dass die moorgenetisch bedingte Durchschlickung dieser Torfe (Überflutung) eine Verringerung der Leitfähigkeit zur Folge hat.
- Hinsichtlich der Größenordnung der ermittelten hydraulischen Leitfähigkeiten ergeben sich große Unterschiede zu den in der Literatur veröffentlichten Werten.
- Mit dem verwendeten Instrumentarium können die hydraulischen Parameter in reproduzierbarer Weise ermittelt werden.

## 6 Wasserhaushaltskomponenten

### 6.1 Einleitung

Zwischen dem mehr oder weniger wassergesättigten Boden und der Atmosphäre besteht zumindest zeitweise ein Potenzialgefälle, das nach GRADMANN (1928) unter allen Umständen einen Transport von Wasser aus dem Boden hin zur Atmosphäre nach sich zieht. Zwischen Boden und Atmosphäre schiebt sich die Pflanze ein. Mit ihrem Sprosssystem ist die Pflanze dem Dampfdefizit der Luft ausgesetzt. Ein ständiger Wasserverlust an die Atmosphäre ist die Folge.

Nimmt die Pflanze über die Wurzeln Wasser aus dem Boden auf, verringert sich nahe der Wurzeloberfläche die Bodenfeuchte. Mit dem Wasserverlust ist in diesem Bereich ein Ansteigen der Bodenwasserspannung verbunden. Dadurch wird ein Gradient erzeugt, entlang dessen Wasser aus den relativ feuchteren Bodenbereichen hin zur Wurzeloberfläche strömt. Die Rate des zur Wurzel strömenden Wassers wird von der Größe des den Fluss antreibenden Gradienten und von der hydraulischen Leitfähigkeit des nicht wassergesättigten Bodens bestimmt. Da sich die hydraulische Leitfähigkeit des Bodens mit zunehmender Trockenheit verringert, hängt die Wasseraufnahmerate der Pflanze auch von der Bodenfeuchte bzw. Bodenwasserspannung ab. Trocknet der Boden so stark aus, dass das Wasserpotenzial des Bodens kleiner oder gleich dem der Wurzel ist, kommt es zum irreversiblen Welken der Pflanze.

Innerhalb der Pflanze wird Wasser durch Wasserverschiebung von Zelle zu Zelle (Nahtransport) und durch Wasserleitung im Xylem der Leitbahnen (Ferntransport) entlang des Potenzialgefälles transportiert<sup>1</sup>. Als antreibende Kraft des Wasserflusses im Boden-Pflanzen-Atmosphären-Kontinuum wirkt das Sättigungsdefizit der Luft. Das Wasserpotenzialgefälle und die Transportwiderstände lassen sich in einzelne Komponenten zerlegen (s. VAN DEN HONERT 1948). Das steilste Gefälle und der größte Widerstand herrscht zwischen Sprossoberfläche und Atmosphäre. Dort entweicht das Wasser vorwiegend in dampfförmiger Form<sup>2</sup>, wobei die Diffusion der Wassermoleküle in die Atmosphäre in erster Linie aus den regelbaren Schließzellen<sup>3</sup> der Blätter erfolgt. Der Vorgang des dampfförmigen Wasserverlustes wird Verdunstung genannt. Zu unterscheiden ist zwischen Transpiration (T) (Verdunstung durch die Pflanzen), Evaporation (E) (Verdunstung aus dem Boden) und Interzeption (I) (Verdunstung von Pflanzenoberflächen).

---

<sup>1</sup> Grundsätzliches zur Wasseraufnahme und zum Wassertransport in der Pflanze findet sich bei Cowan (1965), Nobel (1991), Slatyer (1967), Boyer & Kramer (1995).

<sup>2</sup> Die Pflanze kann Wasser auch in flüssiger Form (Guttation) an die Atmosphäre abgeben. Mengenmäßig ist das jedoch vernachlässigbar.

<sup>3</sup> Neben der stomatären Transpiration kann Wasser auch aus der Kutikula verdunsten. Dieser Anteil wird in dieser Arbeit bei der Bilanzierung nicht berücksichtigt.

Nach FEDDES (1971) sind für den Prozess der Verdunstung (A) ein kontinuierliches Angebot von Wasser, (B) verfügbare Energie für den Wechsel von Wasser aus dem flüssigen bzw. festen Aggregatzustand in den gasförmigen und (C) ein Wasserdampfgradient zwischen evaporierender Oberfläche und Atmosphäre notwendig. Die verschiedenen Methoden zur Bestimmung der Verdunstung beruhen mehr oder weniger auf diesen Voraussetzungen. Die Wasserbilanzmethode basiert auf (A), die Energiebilanzmethode auf (B), das aerodynamische Verfahren oder die Profil-Methode auf (C) und die Kombinationsverfahren aus Teilen von (B) und (C) (FEDDES 1971). Eine vollständige Beschreibung der verschiedenen Methoden zur Erfassung der Verdunstung kann in diesem Text nicht gegeben werden. Anschauliche Einführungen finden sich z.B. bei MONTEITH (1973), SCHRÖDER (1976), CAMPBELL (1977) und DVWK (1996). Hier sollen nur die zwei Methoden vorgestellt werden, mit denen in diesem Forschungsprojekt gearbeitet wurde. Die erste Methode beruht auf dem Wasserbilanz-Ansatz, die zweite auf dem Kombinations-Ansatz.

### Wasserbilanz-Ansatz zur Bestimmung der Evapotranspiration

Die Wasserbilanzgleichung (in mm) für einen ebenen mit Pflanzen bestandenen Boden ohne Oberflächenabfluss lautet:

$$ETI = N - S \pm \Delta R \quad 6-1$$

ETI ist Evapotranspiration (Verdunstung), N der Niederschlag, S die Versickerung und  $\Delta R$  die Änderung des Bodenwasserspeichers.

Zur Bilanzierung des Bodenwasserhaushaltes werden häufig Tensiometer- und Bodenfeuchtemessungen genutzt. Aus den gemessenen Wasserspannungen ergeben sich die den Fluss antreibenden Gradienten. Ist in einer bestimmten Bodentiefe (z) der Gradient gleich Null, wird der Wasserfluss oberhalb dieser Tiefe (Wasserscheide w) in Richtung Bodenoberfläche und unterhalb dieser dem Grundwasser entgegen streben. Aus den im Messintervall ermittelten Bodenfeuchteänderungen im Bereich der aufsteigenden Wasserbewegung sowie deren Summierung ergibt sich unter Berücksichtigung der Niederschläge die reale Evapotranspiration *ETI* über das Zeitintervall ( $t_2-t_1$ ) (RENGER et al. 1970, FEDDES 1971, EHLERS 1976):

$$\int_{t_1}^{t_2} ETI dt = \int_{t_1}^{t_2} N dt - \int_{t_1}^{t_2} \int_0^w \frac{\partial \Theta}{\partial t} dz dt \quad 6-2$$

### Berechnungsverfahren zur Bestimmung der Evapotranspiration

Zur Berechnung der Verdunstung aus meteorologischen Größen wird häufig der von PENMAN (1948) vorgeschlagene Kombinationsansatz verwendet, den WENDLING et al. (1991) für das nordostdeutsche Tiefland modifizierten. Die potenzielle Verdunstung einer stets befeuchteten, mit kurzgeschnittener Grasdecke bestandenen Landfläche, berechnet sich nach:

$$ET_p = g(T) \cdot \frac{t}{L^*} \cdot (0,6 \cdot R_G + 37,6 \cdot (1 + 1,08 \cdot v_2)) \cdot \left(1 - \frac{U}{100}\right) \quad 6-3$$

mit  $g(T)$  Temperaturfunktion,  $g(T) = \frac{s}{s + \gamma} \approx 2,3 \cdot \frac{T + 22}{T + 123}$

$T$  Lufttemperatur in °C in 2 m Höhe

$s$  Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve mit der Temperatur in hPa/K

$t$  Zeitschritt in s bei der Erfassung der Messwerte

$R_G$  Globalstrahlung in  $W m^{-2}$ , Mittel über die Zeit  $t$

$L^*$  spezifische Verdunstungswärme in  $Ws kg^{-1}$

$U$  relative Luftfeuchte in %, Mittel über die Zeit  $t$

$f(v)$  Windfunktion,  $f(v) = 0,136 + 0,105 v_2$

$v_2$  Windgeschwindigkeit in  $m s^{-1}$  in 2m Höhe

Psychrometerkonstante ( $0,65 hPa K^{-1}$ )

Die nach diesem Verfahren ermittelte Verdunstung hängt also allein von den gegebenen meteorologischen Bedingungen ab. Eigenschaften der jeweiligen Pflanzen (Wuchshöhe, Bedeckungsgrad, Blattflächenentwicklung, Widerstände gegen Wasserverlust u.ä.) oder des Bodens (Wasserspeicherfähigkeit, -verfügbarkeit, -nachleitvermögen u.ä.) werden nicht mit einbezogen.

MONTEITH (1965) und RIJTEMA (1965) verknüpfen den Ansatz von PENMAN (1948) mit Parametern, die die physiologische Kontrolle des Wasserverlustes eines Pflanzenbestandes beschreiben. Beide ersetzen die Windfunktion  $f(v)$  des Penman-Verfahrens (Gleichung 6-3) durch den aerodynamischen Widerstand  $r_a$  und führen zusätzlich den Bestandswiderstand  $r_c$  ein. Die Formel zur Berechnung der realen Evapotranspiration von Pflanzenbeständen (MONTEITH, 1965) lautet:

$$ETI = \frac{1}{L^*} \times \frac{\left[ s \times (R_n - G) + \frac{\rho c_p}{r_a} \times (e_s(T) - e) \right]}{\left[ s + \gamma \times \left( 1 + \frac{r_c}{r_a} \right) \right]} \quad 6-4$$

$R_n - G$  ist die für den Bestand verfügbare Energie, aufgeteilt in die Nettostrahlung  $R_n$  und in den Bodenwärmefluss,  $G$ .  $\rho$  ist die atmosphärische Dichte und  $c_p$  ( $=1,004 J Kg K^{-1}$ ) die spezifische Wärme von feuchter Luft.

Voraussetzungen für die Gültigkeit von Gleichung 6-4 sind nach PEREIRA et al. (1999) folgende:

1. Es tritt keine lokale Advektion auf, der Fluss zwischen evaporierender Oberfläche und Referenzhöhe (meist in 2m Höhe) ist nur vertikal. Deshalb gelten die Bedingungen an der Referenzhöhe (Sonnenstrahlung, Windgeschwindigkeit und Sättigungsdefizit) für ein großes, die Messfläche umgebendes Gebiet.
2. Die turbulenten Austauschkoefizienten für die sensible und latente Wärme einschließlich der Korrekturfaktoren für instabile und stabile Wetterlagen sind die gleichen.
3. Die evaporierende Oberfläche ist die Höhe des Bestandes  $h_c$  oder, für sehr niedrige Pflanzen bzw. pflanzenlose Böden, die Rauigkeitshöhe für den Impulsaustausch  $z_o$ .
4. Der Anteil der Energie, der durch den Bestand absorbiert und in Trockenmasse umgewandelt wird, kann vernachlässigt werden.

**Interzeption EI:** Das Blätterdach des Bestandes hält einen Teil des Niederschlages zurück und wirkt damit als Speicher (Interzeption). Die Menge des auf den Blattoberflächen gespeicherten Wassers wird von der Intensität der Niederschläge, der Höhe des Pflanzenbestandes sowie von der Form und Größe der Blätter bestimmt. Durch die Benetzung der Blattoberfläche nimmt die Transpiration ab, da ein Teil der verfügbaren Energie der Verdunstung des interzeptierten Wassers dient. Zudem reduziert sich die Transpiration, weil die erhöhten Wasserdampfgehalte im Bestand verringerte Wasserdampfgradienten zwischen Stomatahöhle und der Luft nahe Blattoberfläche nach sich ziehen. Zur Berechnung der Interzeptionsverdunstung kann die von RIJTEMA (1965) und FEDDES et al. (1978) gefundene Beziehung genutzt werden (mit  $N$  = Niederschlag,  $EI$  = Interzeptionsverdunstung,  $B$  = Bedeckungsgrad):

$$\begin{aligned} N \leq 17\text{mm} : EI &= 0,55 \cdot B \cdot N^{(0,53-0,0085(N-5))} \\ N > 17\text{mm} : EI &= 1,85 \cdot B \end{aligned} \quad 6-5$$

Die Interzeption von Niederschlagswasser setzt den Einfluss der stomatären Regelung der Pflanzen herab. Wird eine vollständige Benetzung der Blätter durch Niederschlagswasser unterstellt ( $r_c = 0$ ), ergibt sich nach Gleichung 6-4 die maximale Evapotranspiration  $ET_{wet}$  von einer feuchten Oberfläche, die nur von den meteorologischen Größen und von der Höhe der Vegetation abhängig ist.

$$ET_{wet} = \frac{1}{L^*} \times \left[ \frac{s \times (R_n - G) + \frac{\rho c_p}{r_a} \times (e_s(T) - e)}{s + \gamma} \right] \quad 6-6$$

**Aerodynamischer Widerstand  $r_a$ :** Der über die Oberfläche des Bestandes und des Bodens streichende Wind erzeugt Turbulenz. Diese beeinflusst den Luftaustausch an der Grenzschicht

von Blatt- bzw. Bodenoberfläche zur Atmosphäre; erhöhte Turbulenz steigert die Verdunstung. Die Turbulenz an einem Standort wird durch die Windgeschwindigkeit und die Rauigkeit der Bodenoberfläche bestimmt. Letztere lässt sich bei vegetationsbedeckten Standorten vor allem durch die Höhe und Struktur des Pflanzenbestandes beschreiben. Diese sich im Verlauf einer Vegetationsperiode ändernde Rauigkeit eines Standortes wird bei der Berechnung des aerodynamischen Widerstandes  $r_a$  nach RIJTEMA (1965) folgendermaßen berücksichtigt:

$$r_a = \frac{\varepsilon \rho_a}{\rho_a} \left[ f(l) \cdot 1,15 \cdot v_2^{0,75} \right]^{-1} \quad 6-7$$

$\varepsilon$  Molmassenverhältnis von Wasser und Luft ( $\varepsilon = 0,622$ )

$\rho_a$  Dichte trockener Luft ( $\rho_a = 1,2047 \text{ kg m}^{-3}$ )

$p_a$  Luftdruck ( $p_a = 101300 \text{ Pa}$ )

$f(l)$  Funktion der Bestandeshöhe

für  $h < 20 \text{ cm}$ :  $f(l) = 0,164 \cdot 10^{-7} \cdot h^{0,59}$

für  $h \geq 20 \text{ cm}$ :  $f(l) = 0,3704 \cdot 10^{-7} \cdot h^{0,2827}$

für  $h \geq 100 \text{ cm}$ :  $f(l) = 1,3 \cdot 10^{-7}$

$h$  Höhe der Vegetation [cm]

Aus Gleichung 6-7 geht hervor, dass mit zunehmender Vegetationshöhe und höheren Windgeschwindigkeiten der aerodynamische Widerstand abnimmt. Andere empirische Verfahren zur Berechnung des aerodynamischen Widerstandes, z.B. von THOM & OLIVER (1977) oder MONTEITH (1973), wurden geprüft, die besten Resultate bei der Anpassung der Messdaten ergaben sich aber nach dem von RIJTEMA (1965) für Gras abgeleiteten Ansatz. Letzterer wird auch im Modell SWATR verwendet (FEDDES et al. 1978). Gleichung 6-5 gilt, wie auch die anderen Verfahren nur für neutrale Schichtung der Atmosphäre. CAMPBELL (1984) bietet Möglichkeiten zur Korrektur von  $r_a$  bei nicht neutraler Schichtung.

**Bestandswiderstand  $r_c$ :** Dieser Widerstand beinhaltet alle Teilwiderstände in einem Pflanzenbestand, die das verdunstende Wasser auf dem Weg vom Boden in die Pflanzen und durch sie hindurch zur Atmosphäre überwinden muss. Hauptsächlich korrespondiert der Bestandswiderstand mit dem Stomatawiderstand und dem Grenzschichtwiderstand des Blattes. Im Tagesgang der Verdunstung finden sich in den Morgenstunden die geringsten und in den Abendstunden die höchsten Widerstandswerte. In dieser Arbeit wird davon ausgegangen, dass der Widerstand im Mittel des Tages konstant ist. Unter optimalen Bedingungen (unbegrenzte Wasser- und Nährstoffverfügbarkeit) nimmt der Bestandswiderstand einen minimalen Wert an.



Die am Standort nach Gleichung 6-2 gemessene reale Verdunstung  $ETI_{gemessen}$  und ihre Zerlegung in die Teilkomponenten Evaporation, Transpiration und Interzeption ermöglicht die Bestimmung des Bestandswiderstandes. Vorerst wird angenommen, dass unter den Bedingungen des Grasstandortes (hoher Bedeckungsgrad) die Evaporation vom unbewachsenen Boden vernachlässigt werden kann<sup>1</sup>. Der Bestandswiderstand  $r_c$  berechnet sich wie folgt:

$$r_c = r_a \times \left(1 + \frac{s}{\gamma}\right) \times \left(\frac{ET_{wet}}{[ETI_{gemessen} - I]} - 1\right) \quad 6-8$$

Die von der Pflanze aufgenommene und transpirierte Wassermenge hängt vom Verdunstungsanspruch der Atmosphäre, von der Durchwurzelungsintensität, der hydraulischen Leitfähigkeit und der Wasserspannungsdifferenz zwischen Wurzeloberfläche und umgebenden Boden ab. Untersuchungen z.B. von DENMEAD & SHAW (1962), FLÜHLER et al. (1975), HAINSWORTH & AYLMOORE (1986) oder HENNING (1992) zeigen, dass die Wasseraufnahme der Pflanzen durch die Wasserspannung im Wurzelraum und die dort herrschende Bodenfeuchte maßgeblich beeinflusst wird.

Zur Beschreibung der Absorption von Wasser durch die Wurzeln sind zwei sich unterscheidende Ansätze gebräuchlich. Der erste beruht auf den Eigenschaften einer einzelnen Wurzel (mikroskopischer Ansatz) (z.B. GARDNER 1960, COWAN 1965, MOLZ & REMSON 1970, HILLEL 1975, HAMMEL 1999), der zweite auf den Eigenschaften des gesamten Wurzelraumes (makroskopischer Ansatz). Bei MOLZ (1981) oder CLOTHIER & GREEN (1997) findet sich Näheres darüber.

Diese Arbeit folgt dem makroskopischen Ansatz nach FEDDES et al. (1978). Die Wasseraufnahme der Wurzeln wird dabei durch einen volumetrischen Senkenterm  $S$  repräsentiert. Das Integral des Senkenterms  $S$  über die Wurzeltiefe  $z_r$  entspricht bei optimalen Bedingungen der maximalen Transpiration:

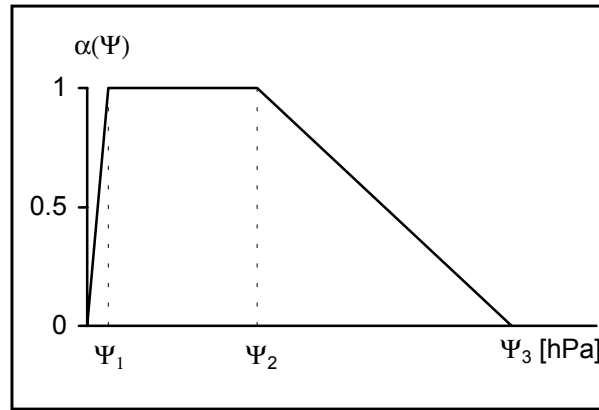
$$T_{max} = \int_0^{z_r} S_{max} dz \quad 6-9$$

Häufig wird die Wasseraufnahme der Pflanzen als Funktion der im Wurzelraum vorherrschenden Wasserspannung  $\Psi$  betrachtet. Unter Berücksichtigung der im Wurzelraum gemessenen Wasserspannung  $\Psi$  lässt sich die reale Wasseraufnahme ermitteln (FEDDES et al. 1978):

$$T_{real} = S_{max} \int_0^{z_r} \alpha(\Psi) dz \quad 6-10$$

Die dimensionslose Wasseraufnahmefunktion  $\alpha(\Psi)$  ist in Abbildung 6-1 dargestellt.

<sup>1</sup> Bei kurzgeschnittener Grasdecke und hoher Bodenfeuchte im Wurzelraum ist diese Annahme nicht mehr korrekt.



**Abbildung 6-1: Wasseraufnahmefunktion  $\alpha$  in Abhängigkeit von der Bodenwasser-  
spannung  $\Psi$  (nach FEDDES et al. 1978)**

Zwischen Sättigung und  $\Psi_1$  behindert die mangelhafte Bodendurchlüftung die Wasseraufnahme. Wenn im Wurzelraum Wasserspannungen zwischen  $\Psi_1$  und  $\Psi_2$  auftreten, üben die Bodeneigenschaften keinen Einfluss auf die Wasseraufnahme der Wurzeln aus. Treten im Wurzelraum Wasserspannungen größer als  $\Psi_2^1$  auf, nimmt die Verfügbarkeit des Bodenwassers für die Pflanzen ab und die Wasseraufnahme der Pflanzen verringert sich mit steigender Wasserspannung  $\Psi$  linear bis zum Erreichen von  $\Psi_3$  (pF4,2). In diesem Text beschreibt die Wasseraufnahmefunktion  $\alpha(\Psi)$  bei Wasserspannungen größer als  $\Psi_2$  den Widerstand des Bodens gegen den Wasserfluss vom Boden hin zur Wurzel.

Weiter oben wurde ausgeführt, dass unter den Bedingungen des Grünlandstandortes die Evaporation vernachlässigbar ist. Unter der Voraussetzung  $T = ET$  ergibt sich durch Kombination der Gleichungen 6-4 bis 6-11 ein Ausdruck für die reale Evapotranspiration  $ETI$ :

$$ETI = \alpha(\Psi) \times ET + I = \alpha(\Psi) \times \left( \frac{(s + \gamma)}{s + \gamma \times \left( 1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \right) \times (ET_{\text{wet}} - I) + I \quad 6-11$$

Gleichung 6-11 gestattet die Berechnung der tatsächlichen Verdunstung eines Pflanzenbestandes aus meteorologischen Daten unter Berücksichtigung pflanzen- und bodenspezifischer Parameter (Wuchshöhe, Bedeckungsgrad, Pflanzenwiderstand, Bodenwasserspannung im Wurzelraum) auf Tagesschrittbasis.

<sup>1</sup> Der Wert von  $\Psi_2$  ist keine Konstante. Er variiert mit dem Verdunstungsanspruch der Atmosphäre, wie Denmead & Shaw (1962) berichtet haben. In der vorliegenden Arbeit wird von einem konstanten Wert für  $\Psi_2$  (= 400 hPa) ausgegangen.

## 6.2 Bodenwasserverhältnisse

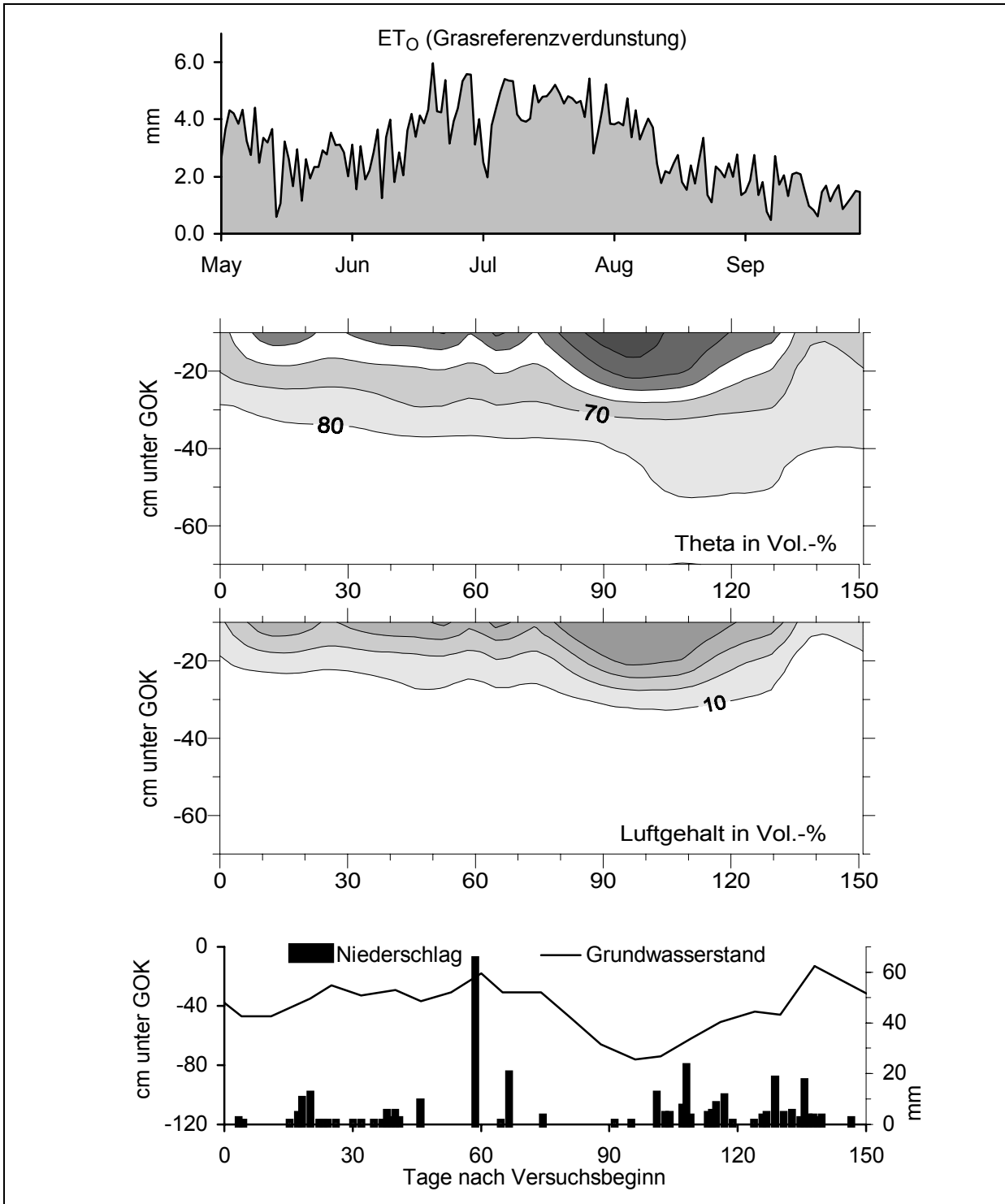
Im Verlauf des Jahres ändert sich der Wassergehalt im Porenraum. Sein jahreszeitlicher Gang wird durch die Grundwasserverhältnisse, das Niederschlagsaufkommen, die Nutzung, den Verdunstungsanspruch der Atmosphäre, die Wasseraufnahme der Pflanzen und die hydraulischen Eigenschaften des jeweiligen Bodens bestimmt. Die Bodenfeuchteverhältnisse in den landwirtschaftlich genutzten Niedermooren regeln u.a.

- die Belüftung des Bodens und damit seine Entwicklung,
- die Wasserversorgung der Pflanzen und damit seine Ertragsfähigkeit,
- die Tragfähigkeit des Bodens und damit seine Bearbeitbarkeit.

In Abbildung 6-2 sind für den Erd-Niedermoor-Standort die Werte der Grasreferenzverdunstung, Bodenfeuchte- bzw. Bodenluftgehalte, die Niederschläge und die Grundwasserstände im Verlauf einer Vegetationsperiode dargestellt.

Bis etwa 60 Tage nach Versuchsbeginn befindet sich der Grundwasserspiegel im Mittel 35 cm unter Flur. In dieser Periode trocknet der durchwurzelte Bereich trotz der Hauptwachstumsphase nur geringfügig aus, allein in 10 cm Tiefe sind bei ausbleibenden Niederschlägen gelegentlich Wassergehalte kleiner 50 Vol.-% anzutreffen. Von den Pflanzen konsumiertes Bodenwasser wird durch die schnelle kapillare Wassernachlieferung aus dem Grundwasser ersetzt, so dass nur in der wurzeldurchfilzten Zone nennenswerte Bodenfeuchteänderungen zu verzeichnen sind. Die im Mai und Juni fallenden Niederschläge sorgen jedoch immer wieder für eine Befeuchtung der obersten Bodenschicht. Unterhalb des von Wurzeln eingenommenen Bodenraumes werden Bodenluftgehalte von 10 Vol.-% nicht überschritten.

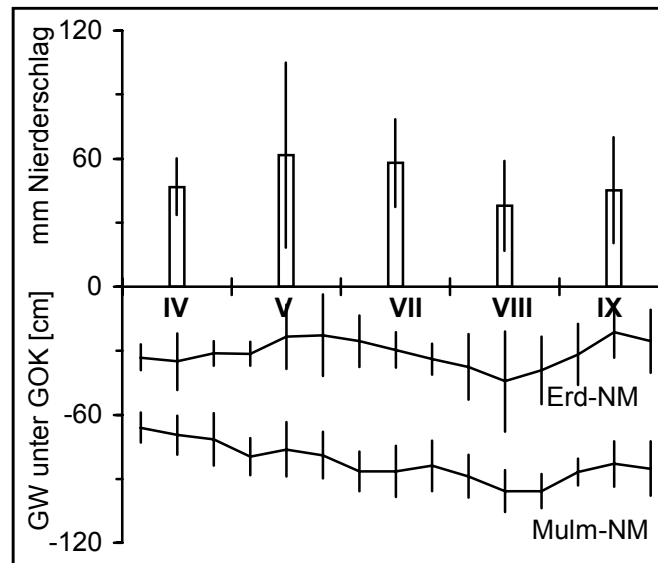
Das hohe Niederschlagsaufkommen Ende Juni führt kurzzeitig einen Grundwasseranstieg auf dem Erd-Niedermoor-Standort herbei. In der sich anschließenden hochsommerlichen Trockenperiode sinkt innerhalb von vierzig Tagen der Grundwasserspiegel auf dem Standort aufgrund starker Verdunstung und fallender Wasserstände im Vorfluter (hier nicht dargestellt) von 18 auf 76 cm ab. Ein fortschreitendes Eindringen der Belüftungsfront in tiefere Bereiche des Bodenprofils ist zu beobachten. In der durchwurzelten Schicht verringern sich die Feuchtgehalte mit der andauernden Trockenheit und den hohen Verdunstungsraten: Anfang August unterschreitet der Wassergehalt in 10 cm Tiefe die Marke von 30 Vol.-%, der Welkepunkt wird erreicht. Bedeutsam ist, dass trotz der sehr trockenen obersten Schicht die Bodenfeuchten unterhalb von 30 cm Tiefe zu keinem Zeitpunkt Werte kleiner 70 Vol.-% aufweisen. Die Austrocknung beschränkt sich also auf den intensiv durchwurzelten Bodenbereich. Die rasche kapillare Nachlieferung von Wasser aus dem Grundwasserreservoir verhindert unterhalb der Wurzeln eine spürbare Entwässerung und Belüftung. Mit dem hohen Niederschlagsaufkommen zwischen dem 11.8. und 8.9. (ca. 100 mm) wird der Torfkörper durch das infiltrierende Wasser wieder befeuchtet, gleichzeitig steigt der Wasserstand im Vorfluter (hier nicht dargestellt) und auch auf der Fläche deutlich an.



**Abbildung 6-2: Verdunstung nach Penman-Wendling, Bodenfeuchte- und Bodenluftgehalte, Niederschläge und Grundwasserstände während der Vegetationsperiode (1.5 bis 30.9.94), Erd-Niedermoor-Standort**

Bezüglich NN liegt die Torfoberfläche des Mulm-Standortes gegenüber dem Erd-Niedermoor-Standort etwa 50 bis 100 cm höher (LEHRKAMP 1998). Daraus resultiert auf dem Mulm-Standort im Vergleich zum Erd-Niedermoor-Standort ein grundlegend anderes Bodenwasserregime. Während sich bei letztgenanntem die Grundwasser-Flurabstände im

Sommer im Normalfall auf Werte kleiner 50 cm belaufen, sind auf dem Mulm-Standort sommerliche Tiefstwasserstände von etwa 100 cm unter Flur keine Seltenheit (Abbildung 6-3).



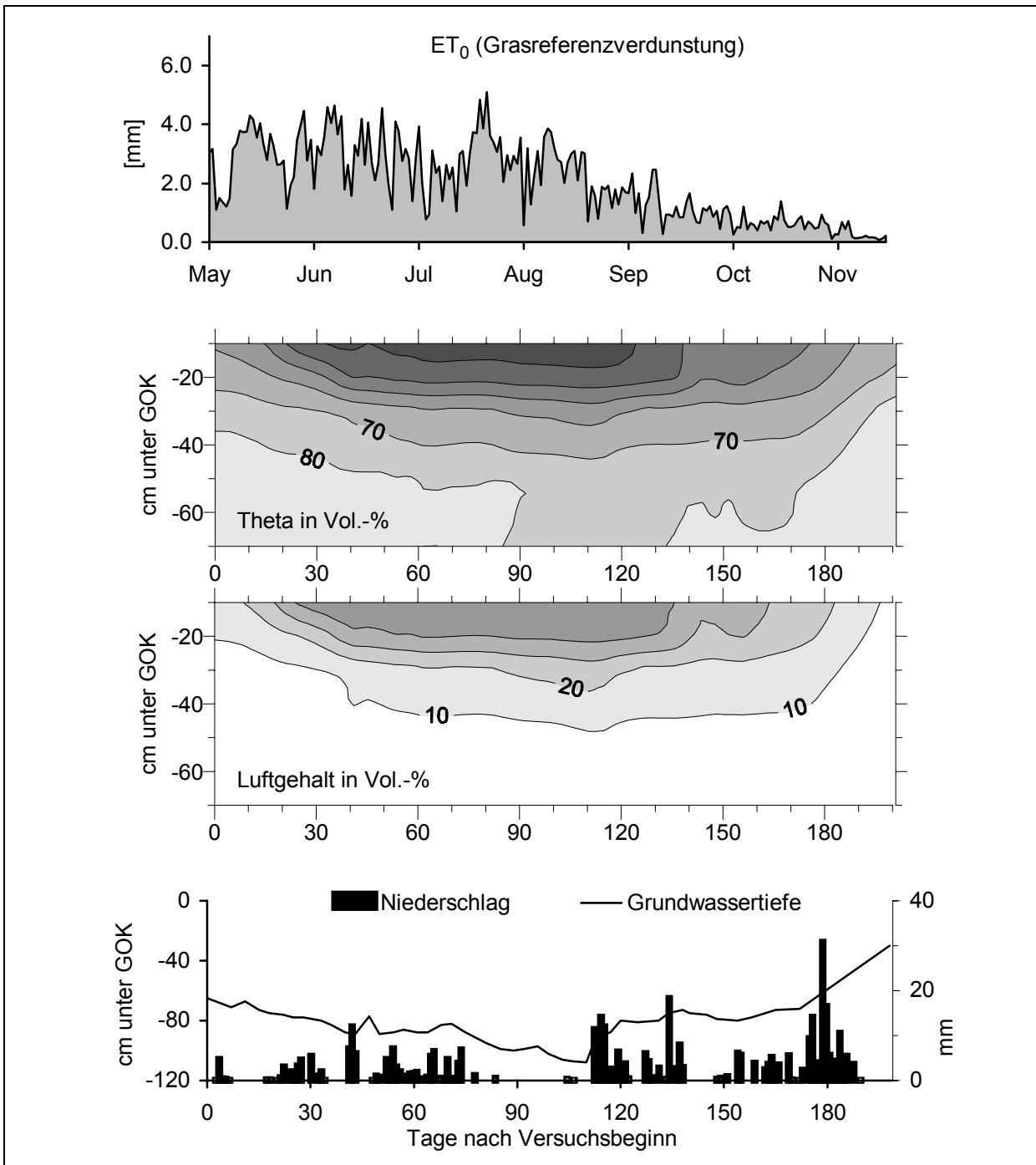
**Abbildung 6-3: Mittlere Grundwasserstände und monatliche Niederschlagsmengen**

Erd-Niedermoor: 1993 – 98, Mulm-Niedermoor: 1995 – 98, Niederschlag Standort Erd-Niedermoor: 1993 – 98, GW = Grundwasser, GOK = Geländeoberkante

Die Grundwasserstände nehmen vom Frühling hin zum Sommer kontinuierlich ab. Auf dem Erd-Niedermoor-Standort hingegen ist während der Vegetationsperiode eine stärkere Oszillation der Grundwasserstände zu verzeichnen. Niederschlagsereignisse hoher Intensität bei gleichzeitig vorherrschenden Bodenfeuchten nahe Sättigung bewirken diese großen Grundwasserschwankungen.

Das Bodenprofil des Mulm-Standortes wird infolge der niedrigeren Grundwasserstände wesentlich tiefreichender belüftet als das des vererdeten Standortes, wie Abbildung 6-4 verdeutlicht.

Innerhalb von 50 Tagen nach Versuchsbeginn verringert sich die Bodenfeuchte in den Messtiefen 10 und 20 cm um ca. 30 Vol.-% auf Werte kleiner 30 bzw. 40 Vol.-%. Die Pflanzen schöpfen das in diesen Tiefen gespeicherte Wasser bis zum permanenten Welkepunkt aus. Anschließend ändert sich im Verlauf des Hochsommers die Bodenfeuchte der obersten Torfschicht nur noch minimal. Dagegen schreitet die Tiefenentwässerung des Profils weiter voran. Im August, während der hochsommerlichen Trockenperiode, sind in der Messtiefe von 50 cm Bodenluftgehalte größer 10 Vol.-% zu verzeichnen, in 30 cm Tiefe sogar Werte größer 20 Vol.-%. Korrespondierend mit den Bodenluftgehalten werden in 30 cm Tiefe Feuchtgehalte kleiner 60 Vol.-% und in 50 cm Tiefe kleiner 80 Vol.-% ermittelt. Im Gegensatz zum Erd-Niedermoor-Standort wird das im Boden gespeicherte und von den Pflanzen aufgenommene Wasser vor allem im Wurzelraum nicht mehr ersetzt.



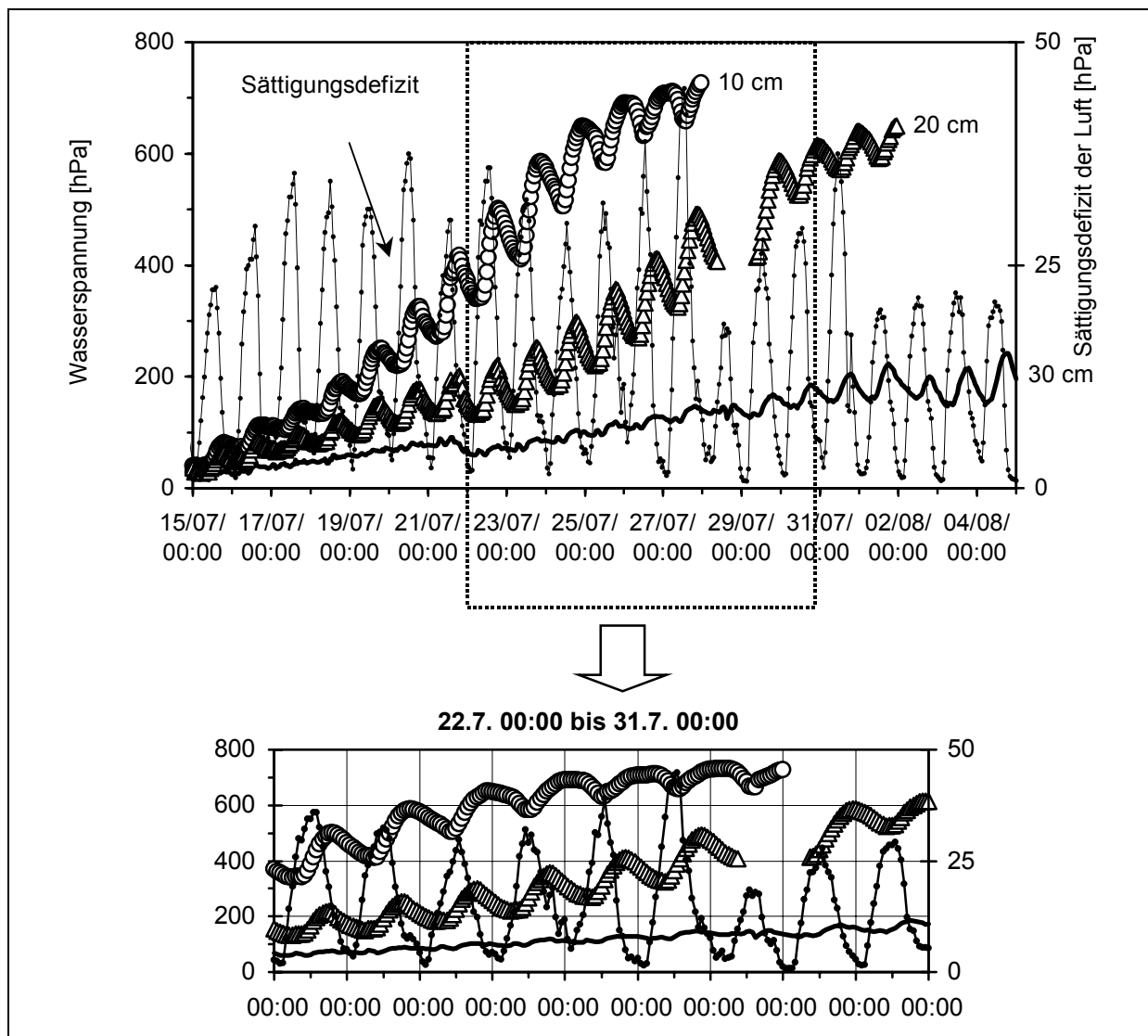
**Abbildung 6-4: Grasreferenzverdunstung, Bodenfeuchte, Bodenluft, Niederschläge und Grundwasserstände während der Vegetationsperiode (1.5. bis 16.11.98), Mulm-Standort**

Bemerkenswert ist, dass die spätsommerlichen Niederschläge anfänglich nur einen sehr geringen Effekt auf die Wiederbefeuchtung der oberen Torfschichten ausüben. Der hohe Benetzungswiderstand der Torfschichten behindert die Wasseraufnahme, das einsickernde Niederschlagswasser wandert in größere Tiefen ab und der Grundwasserstand steigt sehr schnell an. Erst die außergewöhnlich hohe Niederschlagshäufigkeit in den Monaten Oktober und November bewirkt eine intensivere Durchfeuchtung des im Sommer ausgetrockneten Wurzelraumes.

### Lysimeterergebnisse

Für die Lysimeter liegen stündlich gemessene Wasserspannungen in verschiedenen Tiefen vor. Anhand von Beispielen soll die tägliche Dynamik der Bodenfeuchteverhältnisse erörtert werden. Zunächst werden die Ergebnisse eines Austrocknungsexperimentes vorgestellt.

In Abbildung 6-5 sind die Wasserspannungsverläufe verschiedener Tiefenstufen und der Gang des Sättigungsdefizits im Verlauf einer sommerlichen Trockenperiode grafisch aufbereitet. Am 15.7. wurde im Lysimeter der Grundwasserstand auf etwa 65 cm unter Flur abgesenkt. Mit Hilfe der in Kap. 6.3 erläuterten Grundwasser-Steueranlage (Abbildung 6-8) wurde der gewünschte Grundwasserstand durch Zuführung von Zuschusswasser bis zum 21.7. aufrechterhalten. Ab dem 22.7. erfolgte keine Zufuhr von Wasser in das Lysimeter. Bedingt durch den hohen Verdunstungsanspruch der Atmosphäre fiel das Lysimeter dann innerhalb von wenigen Tagen trocken.



**Abbildung 6-5: Wasserspannung und Sättigungsdefizit im Zeitverlauf in einem allmählich trocken fallenden Lysimeter während einer Trockenperiode (14.7. bis 5.8. 94)**

Zwischen dem 15.7. und dem 21.7. bewirken die rasche Grundwasserabsenkung und der hohe Verdunstungsanspruch der Atmosphäre einen starken Anstieg der Wasserspannung in allen Tiefen. Am 21.7. werden in 10 cm Tiefe Maximalwerte von 420 und in 20 cm Tiefe von 200 hPa registriert. Die Wasserspannungsverläufe aller Tiefen weisen in diesem Zeitraum einen sehr regelhaften Tagesgang auf, mit höchsten Werten in den frühen Abendstunden und niedrigsten in den frühen Morgenstunden. Die Kurvenverläufe der Wasserspannungswerte folgen dabei dem Gang des Sättigungsdefizits, dies jedoch zeitlich verzögert. Die höchsten Sättigungsdefizite werden erwartungsgemäß um die Mittagszeit beobachtet. Zu dieser Zeit besteht die größte Differenz zwischen der Wasserspannung der Luft und des Blattes. Dementsprechend treten bei optimalen Bedingungen die höchsten Transpirationsraten mittags auf. Der ständige Wasserverlust der Pflanze zieht vom frühen Morgen an - mit Beginn des täglichen Verdunstungszyklus - ein permanentes Ansteigen der Wasserspannungen im Blatt bis in die Wurzel und den Boden nach sich. Nach dem mittäglichen Hoch nimmt zum Abend hin der Verdunstungsanspruch der Atmosphäre allmählich ab, das Sättigungsdefizit der Luft verringert sich. Die Wasserspannung im gesamten Bodenprofil hingegen steigt noch bis etwa 19 Uhr an. Das bedeutet, dass die Pflanze bis dahin ständig Wasser aus dem Boden entnimmt (keine Einschränkung der Verdunstung) und der Wasserfluss in und durch die Pflanze rascher verläuft als die kapillare Nachlieferung von Wasser aus den tieferen Schichten des Bodens in die Wurzelzone. Mit dem abendlichen Schließen der Stomataöffnungen stellt die Pflanze die Verdunstung weitestgehend ein. Im Tagesverlauf von den Pflanzen verdunstetes Wasser wird in den Nachtstunden z.T. durch den kapillaren Aufstieg aus dem Grundwasser (s. Kap. 6.3) in die Wurzelzone wieder ersetzt. Dadurch werden in den Morgenstunden die niedrigsten Werte im täglichen Gang der Bodenwasserspannung gemessen.

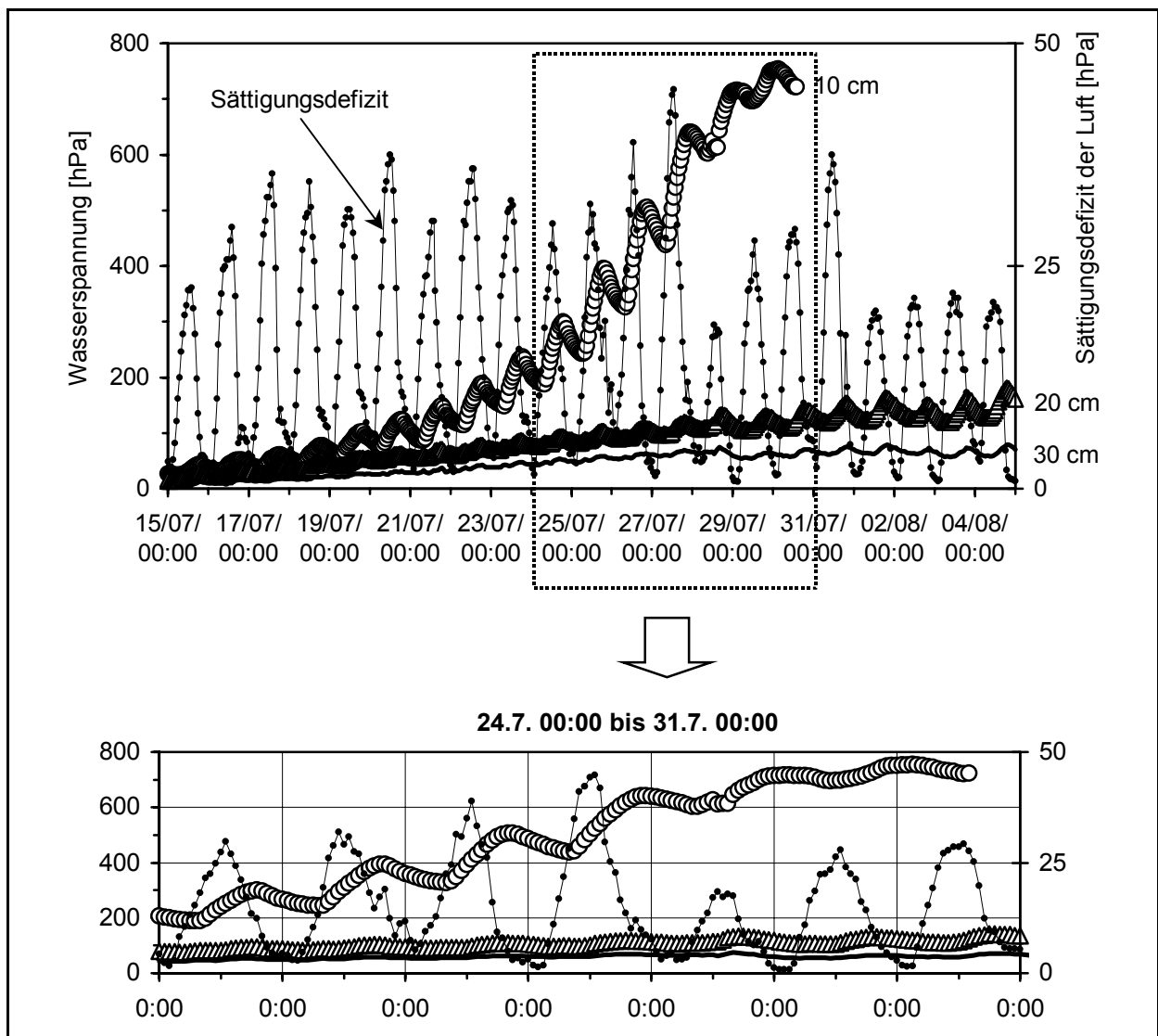
Auffällig ist, dass durch die starke Verdunstung und fehlendes Zuschusswasser (i) die Amplituden der einzelnen Wasserspannungsverläufe von Tag zu Tag zunehmen und (ii) die mittleren täglichen Wasserspannungen ansteigen. Das begründet sich mit der abnehmenden hydraulischen Leitfähigkeit bei ansteigenden Wasserspannungen (s. z.B. Abbildung 5-21). Das aus dem Lysimeter verdunstende Wasser kann demzufolge nicht mehr vollständig ersetzt werden und die Austrocknung der Wurzelzone schreitet weiter voran.

Nach dem 22.7. koppelt sich der Verlauf der Wasserspannung in 10 cm Tiefe immer mehr vom Gang des Sättigungsdefizits der Luft und damit vom Verdunstungsgeschehen ab. Die Maximalwerte in 10 cm Tiefe verschieben sich in Richtung Nacht, die niedrigsten Wasserspannungen treten erst vormittags, dann mittags und schließlich von vormittags bis nachmittags auf. Das heißt, die täglichen Wasserspannungsminima in 10 cm Tiefe werden zum Zeitpunkt maximaler Transpiration registriert. Die Abkopplung des Wasserspannungsverlaufes in 10 cm Tiefe vom Verdunstungsanspruch der Atmosphäre geschieht bei Wasserspannungen von etwa 500 hPa. Die tägliche Amplitude wird infolge des abnehmenden Verdunstungsanspruches der Atmosphäre wieder kleiner, die Wasserspannung in 10 cm Tiefe verringert sich nur noch geringfügig im Tagesverlauf, insgesamt erhöht sie sich von Tag zu Tag. Die hydraulische Leitfähigkeit nimmt mit der stärkeren Austrocknung jetzt auch in 20 cm Tiefe immer mehr ab, wie der relativ starke Anstieg der Wasserspannung anzeigt. Auch in dieser Tiefe koppelt sich nach kurzer Zeit der Wasserspannungsverlauf vom Verdunstungsgeschehen ab. Die mittlere Wasserspannung im gesamten Wurzelraum beläuft



sich nun auf Werte größer 500 hPa. Aus Abbildung 6-5 ist weiterhin zu entnehmen, dass sich die Durchwurzelung im Wesentlichen auf die obersten 20 cm des Profils beschränkt (s. auch Kapitel 6.4 und Abbildung 6-17). Würden die Wurzeln tiefer reichen, wäre eine deutlich größere Amplitude im täglichen Gang der Bodenwasserspannung in 30 cm Tiefe zu verzeichnen.

Für den gleichen Untersuchungszeitraum wie in Abbildung 6-5 ist in Abbildung 6-6 der Gang der Bodenwasserspannung verschiedener Tiefen eines Lysimeters dargestellt, dessen Grundwasserstand in der dreiwöchigen sommerlichen Trockenperiode von 30 auf etwa 80 cm unter Flur fiel.

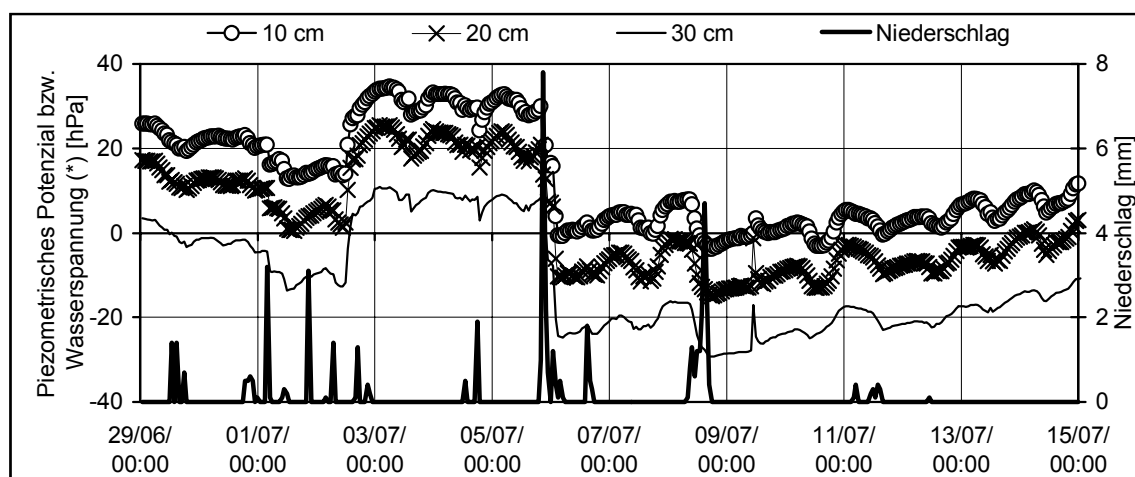


**Abbildung 6-6: Wasserspannung und Sättigungsdefizit im Zeitverlauf in einem Lysimeter, dessen Grundwasserstand während einer Trockenperiode von ca. 30 auf etwa 80 cm unter Flur abfiel (14.7. bis 5.8. 94)**

Mit der Verringerung des Grundwasserstandes im Zeitverlauf erhöht sich vor allem in 10 cm Tiefe die Wasserspannung erheblich. In 20 cm Tiefe bleibt die Wasserspannung hingegen unter 200 hPa, in 40 cm Tiefe wird Feldkapazität (60 hPa) erreicht (hier nicht dargestellt).

Wie in dem in Abbildung 6-5 aufgeführten Beispiel folgt der Gang der Wasserspannung dem Verdunstungsgeschehen mit maximalen Wasserspannungswerten am frühen Abend und minimalen am zeitigen Morgen. Von Tag zu Tag erhöht sich vor allem in 10 cm Tiefe die tägliche Amplitude, ebenso die mittlere tägliche Wasserspannung in allen Messtiefen. Wird in 10 cm Tiefe eine Wasserspannung von etwa 500 hPa erreicht, sind wie bei dem Beispiel aus Abbildung 6-5, Störungen im Gang des täglichen Wasserspannungsverlaufes in 10 cm Tiefe beobachtbar. Die maximalen Wasserspannungswerte verschieben sich in Richtung Nacht, die minimalen in Richtung Vormittag. Gleichzeitig ist aufgrund der verringerten hydraulischen Leitfähigkeit mit zunehmender Austrocknung eine größere tägliche Amplitude der Wasserspannung in 20 cm Tiefe festzustellen. Dabei läuft der Rhythmus gleichsinnig mit dem Verdunstungsgeschehen.

Abbildung 6-7 verdeutlicht den Einfluss von Niederschlagsereignissen auf den Gang der Wasserspannungen. Ausgewählt wurde ein Lysimeter mit einem Grundwasser-Flurabstand von etwa 30 cm am 29.6.. Die innerhalb von vier Tagen gefallene Niederschlagsmenge (16,2 mm) bewirkt einen Grundwasseranstieg um ca. 10 cm bis zum 2.7.. Durch die Grundwasser-Regulierung (s. Kap. 6.3 Abbildung 6-8) wird zwischen dem 3.7. und 6.7. im Lysimeter ein Grundwasserstand von etwa 40 cm unter Flur gehalten. Die Niederschlagsereignisse (16,6 mm d<sup>-1</sup>) am 6.7. verursachen eine Überflutung im Lysimeter. Nach kurzer Abtrocknung ist am 9.9. eine erneute Überflutung des Lysimeters infolge von Niederschlagsereignissen (14,9 mm d<sup>-1</sup>) zu beobachten. Anschließend steigen der Grundwasserstand und auch die Bodenwasserspannungen allmählich wieder an. Auftretende Niederschlagsmengen werden durch die abnehmenden Wasserspannungen bei Niederschlagsmengen größer 1 mm h<sup>-1</sup> meist 1 Stunde nach Beginn des Ereignisses registriert. Mit den Niederschlägen verringert sich gleichzeitig in allen Messtiefen die Wasserspannung. Der Gang der Wasserspannung verläuft in allen Tiefen gleichsinnig.



**Abbildung 6-7: Verlauf des Niederschlags sowie Gang der Wasserspannung in einem Lysimeter bei geringem Grundwasserabstand**

(\*) Gelangen die Tensiometer unter Grundwasser, werden negative Werte angezeigt (Piezometrisches Potenzial).

## 6.3 Kapillarer Aufstieg

### 6.3.1 Theorie

In Böden mit Grundwasseranschluss wird die Wasserversorgung der Pflanzen durch den kapillaren Wasseraufstieg aus dem Grundwasser gewährleistet. Angetrieben wird der Fluss aus dem Grundwasser an die Untergrenze des Wurzelraumes durch den Verdunstungsanspruch der Atmosphäre. Die Menge des kapillar an die Untergrenze des Wurzelraumes aufgestiegenen Wassers ergibt sich aus der realen Evapotranspiration minus Bodenfeuchteänderung im Wurzelraum und abzüglich Niederschlag. Der Zusammenhang zwischen Grundwasserstand, kapillarem Aufstieg sowie der Evapotranspiration (s. Kap.6.4) in Niedermoorböden ist eine wichtige Größe für den Schutz der Moore, die Optimierung des pflanzlichen Wasserhaushaltes und die Planung der Wasserbewirtschaftung.

Die experimentelle Erfassung der realen Evapotranspiration und des kapillaren Aufstieges nach dem in Kapitel 6.1 vorgestellten Wasserbilanz-Ansatz (Gleichung 6-2) ist auf Böden mit sehr geringen Grundwasser-Flurabständen problematisch, weil sich (i) im Profil häufig keine Wasserscheide einstellt und (ii) zudem der Wassertransport aus dem Grundwasser hin zur Bodenoberfläche in niederschlagsfreien Perioden mit hohem Verdunstungsanspruch und geringen GW-Flurabständen kaum messbare Bodenfeuchteänderungen verursacht (s. Abbildung 6-2).

Im Rahmen der Untersuchungen wurden in Anlehnung an FEDDES (1971) Lysimeter entwickelt (BOHL et al. 1996), die es ermöglichen, auf dem Erd-Niedermoor-Standort den kapillaren Aufstieg aus dem Grundwasser und auch die reale Evapotranspiration (s. Kap. 6.3) zu quantifizieren. Bei den Lysimetern handelt es sich um in situ mit abdichtender Folie eingepackte Bodenmonolithe (ca. 1m tief, Oberfläche 0,7 bis 0,9 m<sup>2</sup>) (z. Einbauprinzip s. Kap.2). In die Lysimeter wurden TDR-Sonden, automatisierte Druckaufnehmer-Tensiometer und Grundwasser-Beobachtungsrohre eingebracht. Abbildung 6-8 zeigt den schematisierten, nicht maßstabsgetreuen Versuchsaufbau.

Mit Hilfe des Differenzdruck-Steuermoduls wird der Grundwasserstand im Lysimeter bezüglich des Referenz-Grundwasserstandes (GW-Rohr außerhalb des Lysimeters) automatisch angeglichen. Über Kapillaren, die sich in den jeweiligen Beobachtungsrohren befinden, wird der Druck der Wassersäulen übertragen. Bei Druckunterschieden erfolgt die automatische Angleichung der Grundwasserstände:

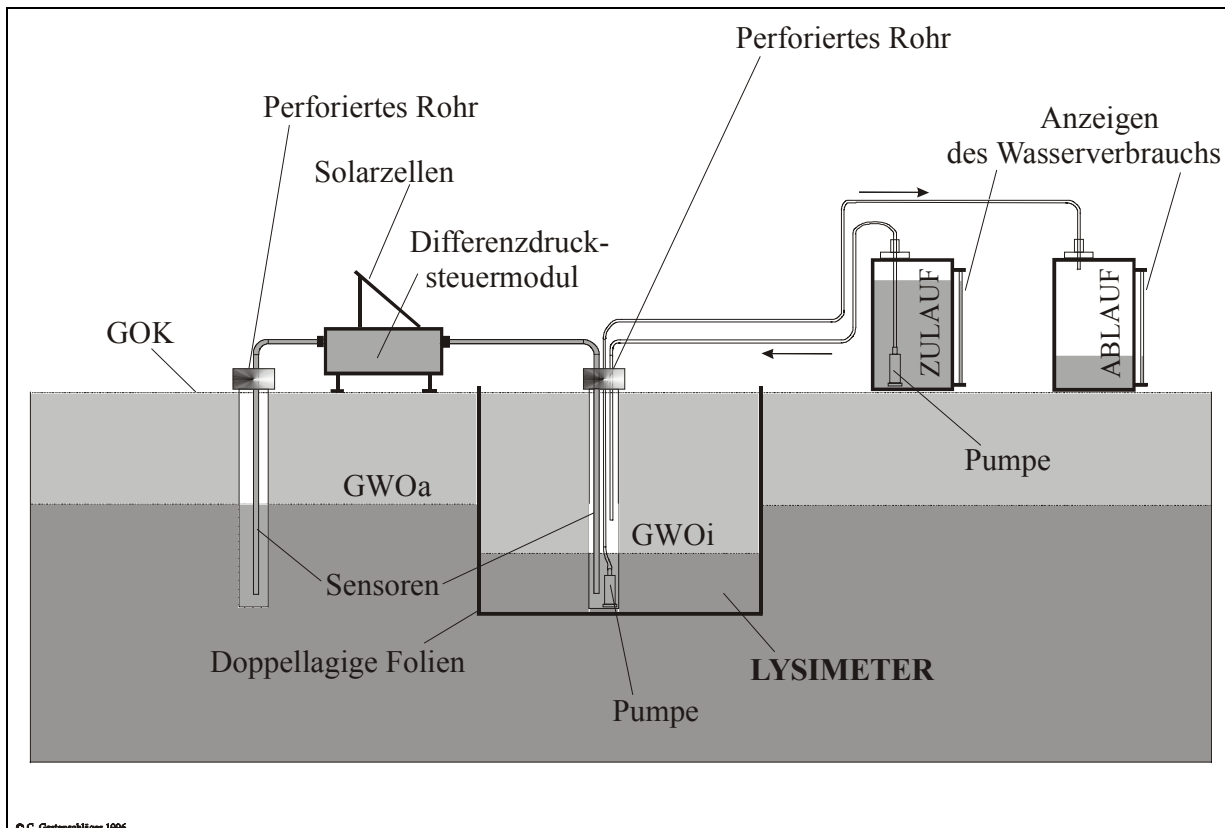
- Grundwasserstand<sub>Lysimeter</sub> < Grundwasserstand<sub>Referenz</sub>: Öffnen eines am Zulaufbehälter angebrachten Ventils; eine quantifizierbare Menge Wasser fließt in das Lysimeter.
- Grundwasserstand<sub>Lysimeter</sub> > Grundwasserstand<sub>Referenz</sub>: Eine am Boden des Lysimeters befindliche Tauchpumpe befördert eine quantifizierbare Menge Wasser aus dem Lysimeter in einen Ablaufbehälter.

Das Referenz-Grundwasserrohr kann nach unten geöffnet sein, der Wasserausgleich erfolgt somit im Bezug zum Wasserstand der Umgebung. Ist das Referenz-Grundwasser-Rohr nach unten geschlossen, geschieht die fortlaufende Grundwasser-Angleichung im Lysimeter in Abhängigkeit zu dem im Referenz-Rohr eingestellten Grundwasserspiegel. Die Messung des kapillaren Aufstieges und der realen Evapotranspiration bei verschiedenen Grundwasserständen ist dann möglich. Sind die Niederschlagsmengen und die Mengen des zu- und abgeführten Wassers ( $\Delta Z$ ) sowie die Änderung der Bodenfeuchte im Lysimeter bekannt, kann die reale Evapotranspiration (ETI) am Standort im Zeitraum ( $t_2-t_1$ ) bilanziert werden:

$$\int_{t_1}^{t_2} ETI dt = \int_{t_1}^{t_2} [N + \Delta Z] dt + \int_{t_1}^{t_2} \int_0^w \frac{\partial \Theta}{\partial t} dz dt \quad 6-12$$

Der kapillare Aufstieg ( $q$ ) aus dem Grundwasser an die Untergrenze des Wurzelraumes ergibt sich aus der realen Evapotranspiration (ETI) abzüglich Bodenfeuchteänderung im Wurzelraum (WR) und der Niederschläge:

$$\int_{t_1}^{t_2} q dt = \int_{t_1}^{t_2} ETI dt - \int_{t_1}^{t_2} \int_0^{WR} \frac{\partial \Theta}{\partial t} dz dt - \int_{t_1}^{t_2} N dt \quad 6-13$$



© C. Gutenschläger 1996

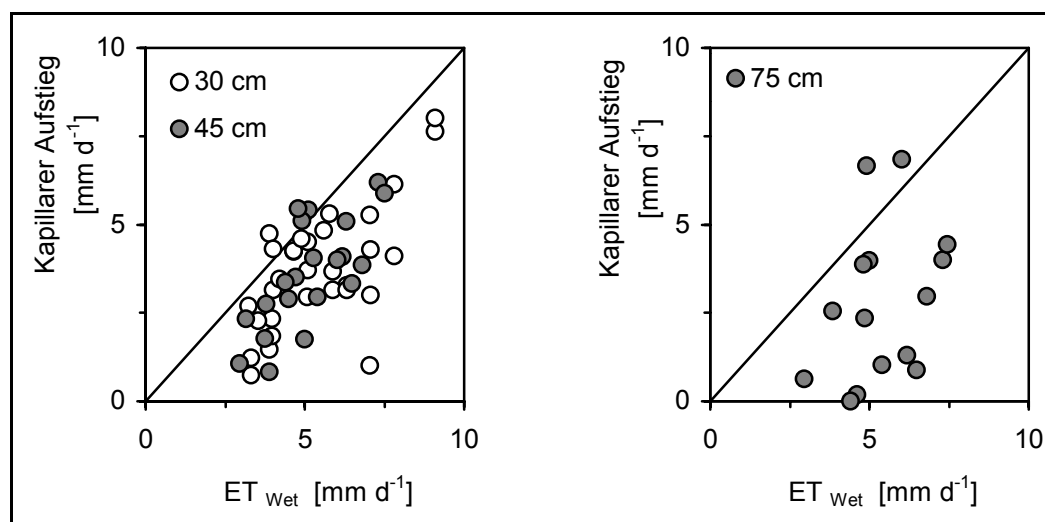
**Abbildung 6-8: Versuchsaufbau zur Ermittlung des kapillaren Aufstieges und der realen Evapotranspiration auf dem Erd-Niedermoor-Standort**

### 6.3.2 Messwerte

In Abbildung 6-9 sind die mit Hilfe der Lysimeter gemessenen, kapillaren Aufstiegsraten aus dem Grundwasser an der Untergrenze des effektiven Wurzelraumes jeweils für verschiedene mittlere Grundwasserstände dargestellt. Aufgetragen wurden die kapillaren Aufstiegsraten gegen die Verdunstung nach Penman-Monteith (der *Bestandswiderstand*  $r_c$  in Gleichung 6-7 ist 1).

Der kapillare Aufstieg hängt im Wesentlichen vom Verdunstungsanspruch der Atmosphäre ab: Mit steigendem Verdunstungsanspruch nimmt die Menge des aus dem Grundwasser aufsteigenden Wassers zu. Das gilt z.T. auch bei tieferen Grundwasserständen. Der den Fluss antreibende und mit fortschreitender Abtrocknung des Bodens wachsende Gradient wirkt der einhergehenden Verringerung der hydraulischen Leitfähigkeit bis zu einem gewissen Grad entgegen. Trocknet der Boden stärker ab, gleicht der weiter ansteigende hydraulische Gradient die Abnahme der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit nicht mehr aus. Daraus resultieren dann die trotz hoher Verdunstungsforderung der Atmosphäre ( $ET_{\text{wet}} > 5 \text{ mm d}^{-1}$ ) beobachteten geringen Aufstiegsraten bei der Variante „Grundwassertiefe 75 cm“.

Die höchsten Aufstiegsraten (bis zu 8 mm) werden bei hohem Verdunstungsanspruch und Bodenfeuchten nahe Sättigung beobachtet. Zeitweise scheint die Menge des kapillar nachgelieferten Wassers unabhängig vom Verdunstungsanspruch der Atmosphäre zu sein. Das begründet sich mit dem instationären Fließgeschehen unterhalb des Wurzelraumes. Perioden hoher und niedriger potenzieller Verdunstung lösen einander ab und der kapillare Aufstieg geschieht dann zeitlich verzögert zur Transpiration. Bei Niederschlagsereignissen kommt der kapillare Netto-Wasseraufstieg gelegentlich zum Erliegen, die Wasserversorgung der Pflanzen erfolgt in diesen Phasen hauptsächlich durch den Verbrauch des abgeregneten und in den Wurzelraum infiltrierenden Wassers.



**Abbildung 6-9: Gemessener kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser für verschiedene Grundwasserstände in Beziehung zur potenziellen Verdunstung nach Penman-Monteith ( $ET_{\text{wet}}$  nach Gleichung 6-6)**

Lysimeter-Methode, Mittelwerte über 3 - 7 Tage (Erd-Niedermoor-Standort), 1996 bis 1998

Eine Fehleinschätzung der experimentell erfassten kapillaren Aufstiegsraten und auch der realen Evapotranspiration (s. Kap. 6.5) kann verursacht werden

1. durch konstruktionsbedingte Fehler beim Lysimeterbau,
2. durch Ablesefehler an den Zu- und Ablaufbehältern,
3. durch die Niederschlagsmessung,
4. durch die TDR-Messung,
5. durch Randeffekte und
6. durch Oaseneffekte.

Zu 1.) Das zu- und abgeführte Wasser zur Aufrechterhaltung der Grundwasserstände im Lysimeter wurde auf die Oberfläche des Lysimeters bezogen. Beim Bau der Lysimeter erfolgte ein senkrechtes Abgraben der Seitenwände. Eine Verjüngung oder Verbreiterung der Grundfläche im Vergleich zur Oberfläche kann nicht vollständig ausgeschlossen werden. Daraus können Fehler bei der Bilanzierung der Zu- und Abflussmengen resultieren.

Zu 2.) Die Menge des zu- und abgeführten Wassers zur Aufrechterhaltung des gewünschten Grundwasserstandes im Lysimeter lässt sich mit einer Genauigkeit von 0,5 mm quantifizieren. Von Termin zu Termin werden im Sommer zwischen 10 und 36 mm Wasser zu- oder abgeführt. Der Ablesefehler ist folglich vernachlässigbar, ebenso die Verdunstung von Wasser aus dem geschlossenen Zu- und Ablaufsystem.

Zu 3.) Die Messungen der Niederschläge mit dem Hellmann-Gerät weisen systematische Fehler (windbedingte Überwehung, Benetzung des Auffangtrichters, Verdunstung aus der Sammelkanne) auf (DVWK 1996). Um diese Fehler zu minimieren, werden die Niederschläge nach dem von RICHTER (1995) vorgeschlagenen Verfahren korrigiert.

Zu 4.) In Abschnitt 3.2.3 werden bereits Fehler der TDR-Messung erörtert. Bei der experimentellen Erfassung der kapillaren Aufstiegs- und auch der tatsächlichen Verdunstungsmengen scheint der maßstabsbedingte Fehler, also die räumliche Auflösung der TDR-Messung, bedeutsam zu sein. Jeder TDR-Wert wird als repräsentativ für ein 10 cm mächtiges Kompartiment angesehen. Bei geringen Grundwasser-Flurabständen stellt sich unterhalb des Wurzelraumes ein stationäres Fließgeschehen ein, Bodenfeuchteänderungen sind folglich nicht zu beobachten (s. z.B. Abbildung 6-2). Im Wurzelraum hingegen ändert sich die Bodenfeuchte von Messtermin zu Messtermin je nach Verdunstungsanspruch und Niederschlagsereignissen. Maßstabsbedingte Mängel bei der Messung der Bodenfeuchte ziehen eine fehlerhafte Kalkulation der Bodenfeuchteänderung und dadurch der tatsächlichen Verdunstung und des kapillaren Aufstieges nach sich.

Zu 5.) Randeffekte können auftreten, wenn es aufgrund starker Trockenheit zur Schrumpfung des Torfkörpers kommt. Dies wurde während der Experimente nicht beobachtet.

Zu 6.) Oaseneffekte, bedingt durch höhere Grundwasserstände im Lysimeter im Vergleich zur näheren Umgebung, sind infolge der hohen Grundwasserstände auf dem Erd-Niedermoor-Standort auszuschließen.

### 6.3.3 Berechnungswerte

Die Kenntnis der Beziehungen zwischen Wasserspannung bzw. Bodenfeuchte und Wasserleitfähigkeit sowie Wasserspannung und Bodenfeuchte gestattet für die Annahme des stationären Flusses die Berechnung des kapillaren Aufstieges aus dem Grundwasser in den Wurzelraum (WIND 1961). Grundlage des Verfahrens bildet die numerische Integration des Buckingham-Darcy-Gesetzes (Gleichung 5-3) (s. z.B. GIESEL et al. 1972, RENGER et al. 1976, BLOEMEN 1980, ILLNER & BOHNE 1980, SAUERBREY 1981, SCHINDLER & DANNOWSKI 1981, BRANDYK & WESSELING 1985, ZEITZ 1988, SCHMIDTHALTER & OERTLI 1992). Für die Kalkulation der kapillaren Aufstiegsraten wird in dieser Arbeit das von DÖLL (1996) entwickelte Modell „Summit“ für den eindimensionalen gekoppelten Transport von Wasser, Wasserdampf und Wärme in ungesättigten porösen Medien genutzt. Eine ausführliche Modellbeschreibung soll hier nicht gegeben werden. Verwiesen sei auf die Arbeit von DÖLL (1996).

Der Transport von Wasser basiert im Modell „Summit“ auf der numerischen Lösung, der sogenannten Richards-Gleichung. Die Richards-Gleichung ergibt sich aus der Kombination der Buckingham-Darcy-Gleichung (s. Gleichung 5-3) mit der Kontinuitätsgleichung (Gesetz von der Erhaltung der Energie). Bei Annahme einer konstanten Dichte von Wasser gilt die Kontinuitätsgleichung

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} \quad 6-14$$

eingesetzt in Gleichung 5-3 führt zu

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\Psi) \left[ \frac{\partial \Psi}{\partial z} - 1 \right] \right) \quad 6-15$$

oder

$$C(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\Psi) \left[ \frac{\partial \Psi}{\partial z} - 1 \right] \right) \quad 6-16$$

mit

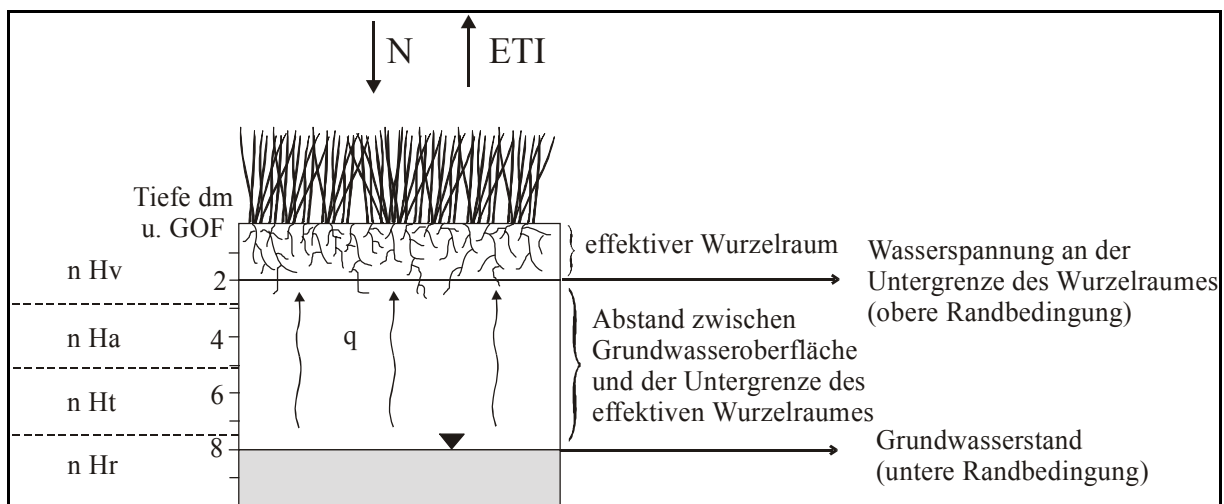
$$C(\Psi) = \frac{d\Theta}{d\Psi} \quad 6-17$$

Als Anfangsbedingungen sind zur Lösung von Gleichung 6-15 und 6-16 Wasserspannungen oder Wassergehalte über die gesamte Bodensäule gefordert. Das untere Ende der Bodensäule

begrenzt der Grundwasserspiegel, dementsprechend wird als untere Randbedingung eine Wasserspannung von Null hPa eingegeben. Das obere Ende der Bodensäule wird bei der Kalkulation des kapillaren Aufstieges aus dem Grundwasser in den Wurzelraum durch die an der Untergrenze des Wurzelraumes auftretende Wasserspannung bestimmt. Dort gemessene oder frei gewählte Wasserspannungen stellen die notwendige obere Randbedingung dar. Die sich an der Untergrenze des Wurzelraumes herausbildende Wasserspannung resultiert

- aus der Tiefenlage des Grundwasserspiegels,
- aus dem lateralen Zu- und Abstrom von Grundwasser,
- aus der Aufnahme von Bodenwasser durch die Wurzeln der Pflanzen infolge des Verdunstungsanspruches der Atmosphäre und
- aus der Infiltration von Niederschlags- und Beregnungswasser in den Wurzelraum.

Der geschichtete Aufbau der Bodenprofile wird durch unterschiedliche Leitfähigkeits- und Wasserretentionsverläufe gekennzeichnet. Hysterese sowie Veränderungen der Matrix durch Schrumpfen und Quellen werden nicht berücksichtigt. Abbildung 6-10 verdeutlicht das Prinzip zur Berechnung des kapillaren Aufstieges in Mehrschichtprofilen.



**Abbildung 6-10: Mehrschichtmodell zur Kalkulation des kapillaren Aufstieges**

GOF = Geländeoberfläche, N = Niederschlag, ETI = Evapotranspiration,  $q$  = kapillarer Aufstieg

Zur Berechnung des kapillaren Wasseraufstieges in Niedermooren<sup>1</sup> wurden sowohl für Einschicht- (u.a. RENGER et al. 1976, SAUERBREY 1980, ZEITZ 1988, HENNINGS 1996) als auch für Mehrschichtprofile (u.a. RENGER et al. 1976, RENGER & STREBEL 1980, ILLNER &

<sup>1</sup> Für holländische Übergangs- und Hochmoortorfe liegen Ergebnisse z.B. von RIJTEMA (1965) oder SCHOUWENAARS & VINK (1992) vor.



BOHNE 1980, BRANDYK & WESSELING 1985, BRANDYK et al. 1995, SCHINDLER et al. 1998) eine Vielzahl von Angaben veröffentlicht. Diese Autoren unterlegen, im Gegensatz zu den hier vorliegenden Untersuchungen, die berechneten Aufstiegswerte nicht mit tatsächlich gemessenen.

Zusammenfassend behandeln o.a. Arbeiten folgende Aspekte:

- Mit der Kalkulation des kapillaren Aufstieges in Einschichtprofilen kennzeichnen die verschiedenen Autoren vor allem den Einfluss der Bodenentwicklung auf die kapillare Wassernachlieferung. RENGER et al. (1976) berichten bei stark zersetzten Niedermoortorfen von einer Verringerung der kapillaren Aufstiegs Höhen mit zunehmenden Substanzvolumen.
- RENGER et al. (1976) leiten aus den berechneten kapillaren Aufstiegs Höhen und –raten in Zweischichtprofilen Grundwasserstände, die für eine ausreichende Wasserversorgung der Pflanzen erforderlich sind, ab.
- ZEITZ (1988) ordnet in einer Weiterführung der Arbeiten von SAUERBREY (1981) Niedermoortorfe nach der kapillaren Aufstiegs Höhe: Mit fortschreitender Bodenentwicklung nimmt die Höhe des kapillaren Aufstieges ab. Bezugnehmend auf die Untersuchungen schlägt ZEITZ (1988) Grundwasserstände für eine moorschonende landwirtschaftliche Nutzung vor.
- Basierend auf der berechneten Wasserspannungsverteilung im Profil und den daraus gewonnenen kapillaren Aufstiegsraten untersuchen ILLNER & BOHNE (1980), mit welcher Häufigkeit die Befahr- und Bearbeitbarkeit eines tiefgründigen Erd-Niedermoor-Standortes durch Tagesniederschläge überschritten wird. Die Ergebnisse dienen der Ableitung von Grundwasser-Flurabständen hinsichtlich der landwirtschaftlichen Nutzung.
- BRANDYK et al. 1995 berechnen für pedogen veränderte Niedermoore die maximalen kapillaren Aufstiegsraten bei verschiedenen Grundwasserständen. Basierend auf ihren Untersuchungen geben sie Empfehlungen für eine moorschonende Nutzung und für eine optimale Wasserversorgung von Gräsern.

In Tabelle 6-1 sind die mit dem oben genannten Modell berechneten kapillaren Aufstiegswerte in Abhängigkeit von Wasserspannung und Grundwassertiefe für verschiedene Torfarten aufgelistet. Die den Berechnungen zugrunde liegenden  $\Psi$ - $\Theta$ - und  $K$ - $\Psi$ -Beziehungen finden sich in Tabelle 4-2 bzw. Tabelle 5-1.

Bis zur Tiefe  $< 4$  dm ergeben sich zwischen den einzelnen Torfarten praktisch keine Unterschiede bezüglich der kapillaren Aufstiegsraten. Bis zu dieser Tiefe sollte die kapillare Wassernachlieferung genügen, um auch bei hohem sommerlichen Verdunstungsanspruch den Wasserbedarf der Pflanzen vollauf zu befriedigen<sup>1</sup>. Mit zunehmender Grundwassertiefe

---

<sup>1</sup> Voraussetzung ist, dass der Grundwasserstand gehalten werden kann.

mindert sich die Menge des kapillar nachgelieferten Wassers. Eine Vergrößerung des Abstandes zwischen Wurzelraum und Grundwasser von 7 auf 10 dm unter Flur (Absenkung der Grundwasserstandes um 3 dm), verringert die kapillare Aufstiegsrate um ca. 50 %. Je nach Torfart steigen dann noch 2 bis 2,5 mm je Tag kapillar aus dem Grundwasser an die Untergrenze des Wurzelraumes auf.

**Tabelle 6-1: Mittlere kapillare Aufstiegsrate aus dem Grundwasser bis zur Untergrenze des effektiven Wurzelraumes in Abhängigkeit von Torf- bzw. Bodenart (Einschichtprofile)**

Die in Klammern stehenden Werte stellen minimale Aufstiegsraten dar. Diese ergeben sich aus den in Tabelle 5-1 abgedruckten Standardabweichungen der K-Werte.

Quelle	Torf- bzw. Bodenart	Mittlere Aufstiegsraten (mm d <sup>-1</sup> ) bei einem Abstand zwischen Grundwasseroberfläche und der Untergrenze des Wurzelraumes in dm							$\Psi^*$ hPa
		4	5	6	7	8	9	10	
Eigene Werte	Ham X > 30 M.-%	> 5 (> 5)	> 5 (> 5)	> 5 (4,2)	> 5 (2,8)	4,8 (1,9)	3,5 (1,2)	2,5 (0,9)	300
Eigene Werte	Hav X < 30 M.-%	> 5 (> 5)	> 5 (2,7)	> 5 (1,8)	4,6 (1,2)	3,4 (0,8)	2,5 (0,5)	2,0 (0,5)	300
Eigene Werte	Hnz2, Hnz3 SV > 12 Vol.-%	> 5 (> 5)	> 5 (1,9)	> 5 (1,2)	4,6 (0,8)	3,4 (0,5)	2,6 (0,2)	2,1 (0,2)	300
AG BODEN (1994)	Hnz4, Hnz5 SV > 12 Vol.-%	1,0	0,5	0,3	0,2	0,1	< 0,1	-	300
AG BODEN (1994)	Hn z3 SV > 12 Vol.-%	1,1	0,6	0,3	0,2	0,1	< 0,1	-	300
AG BODEN (1994)	fS Ld-Stufe 2-3	> 5,0	> 5,0	3,0	1,5	0,7	0,3	0,15	140
AG BODEN (1994)	mS Ld-Stufe 2-3	> 5,0	3,0	1,2	0,5	0,2	< 0,1	-	120
AG BODEN (1994)	Ut2, Ut3, Uls Ld-Stufe 2-3	> 5,0	> 5,0	> 5,0	> 5,0	4,5	3,0	2,0	300

(\*) Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes

Bisher wurden von den verschiedensten Autoren (z.B. AG Boden, 1994) nur mittlere kapillare Aufstiegsraten ohne Fehler- bzw. ohne Risikobetrachtung angegeben. Für eine sinnvolle Planung der Wasserbewirtschaftung ist es aber wichtig zu wissen, mit welchen Mindestaufstiegsraten bei bestimmten Grundwasserständen zu rechnen ist. In Kapitel 5.4 wurde gezeigt, inwieweit die erhobenen hydraulischen Leitfähigkeitswerte (in Abhängigkeit der Torfart) streuen. Aus den in Tabelle 5-1 aufgelisteten Mittelwerten und

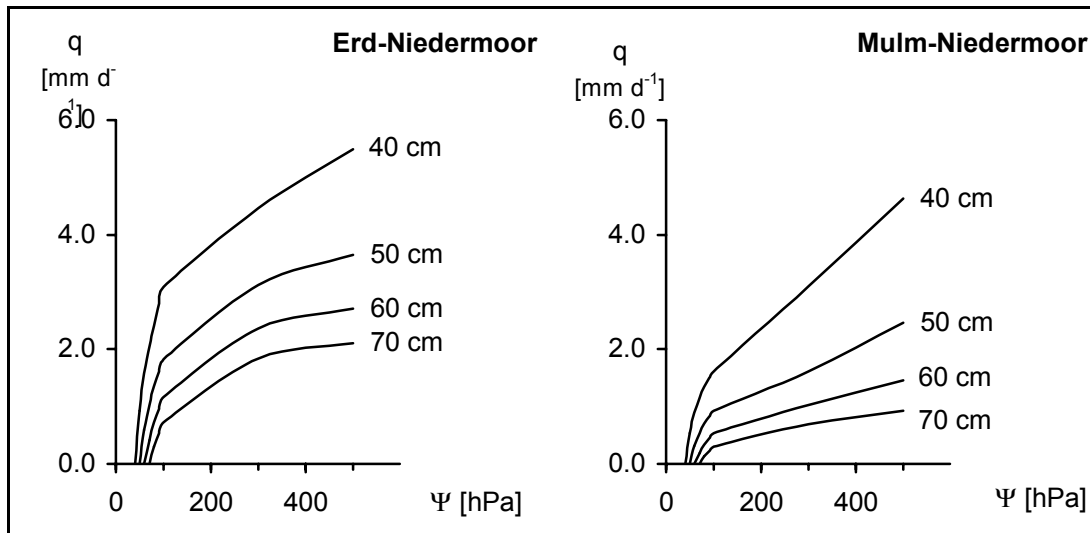
Standardabweichungen der Leitfähigkeiten wurden für jede Torfart minimale Leitfähigkeitswerte berechnet. Letztere dienen zur Berechnung von minimalen Aufstiegsraten. In Tabelle 6-1 sind die minimalen Aufstiegsraten, gesetzt in Klammern, hinter den mittleren aufgeführt.

Die Streuung der minimalen und mittleren Aufstiegsraten ist von Torfart zu Torfart unterschiedlich. Beim vermulmten Torf (Ham) unterscheiden sich die mittleren und die minimalen Aufstiegsraten um den Faktor 2 bis 3. Ähnliches gilt für den vererdeten Torf (Hav). Der Torf geringer bis mittlerer Zersetzung (Hnz2, Hnz3) weist hingegen Differenzen um den Faktor 7 bis 10 auf. In Mitteleuropa ist die Vegetation hinsichtlich ihrer Wasserversorgung unabhängig vom sonstigen Wasserdargebot, wenn täglich 2 bis 5 mm kapillar aus dem Grundwasser an die Untergrenze des Wurzelraumes aufsteigen. Werden nur die minimalen Aufstiegsraten berücksichtigt, ist zu beachten, dass beim Torf geringer bis mittlerer Zersetzung (Hnz2, Hnz3) bereits bei einem Abstand von 5 dm zwischen Wurzelraum und Grundwasser die optimale Wasserversorgung der Pflanzen nicht mehr gewährleistet ist. Die Folge ist dann eine starke Austrocknung und Belüftung des Wurzelraumes mit verstärkter Torfmineralisation. Beim vererdeten Torf steigen bei einem Abstand von 6 dm zwischen Wurzelraum und Grundwasser weniger als 2 mm je Tag auf. Beim vermulmten Torf hingegen treten erst bei 8 dm Aufstiegsraten  $< 2$  mm je Tag auf.

In der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN 1994) sind kapillare Aufstiegsraten für Torfarten, klassifiziert nach Zersetzungsgrad und Substanzvolumenklassen, aufgeführt. Auszüge aus diesem Tabellenwerk zeigt Tabelle 6-1. Bei Übertragung der in der Kartieranleitung für Torfe aufgeführten Werte auf die Verhältnisse am Standort würde sich eine beträchtliche Unterschätzung (auch bei Berücksichtigung der minimalen Werte) des kapillaren Wasseraufstieges aus dem Grundwasser an die Untergrenze des Wurzelraumes ergeben. Zusätzlich sind in Tabelle 6-1 die in der Kartieranleitung für Mineralbodenarten angegebenen Aufstiegsraten auszugsweise abgedruckt. Dabei zeigt sich, dass die kapillaren Aufstiegsraten der Niedermoortorfe denen des sandig-lehmigen bzw. schwach tonigen Schluffes ähneln.

Die Übertragbarkeit der auf Einsicht-Profilen beruhenden Werte auf die Verhältnisse am Standort ist nicht ohne weiteres möglich, da die pedogen veränderten Niedermoorprofile einen stark geschichteten Aufbau mit gering zersetzten Torfen an der Basis und vererdeten bzw. vermulmten Substraten an der Geländeoberkante aufweisen. Dabei ändern sich auch die bodenhydraulischen Eigenschaften im Profil erheblich (s. Kap. 5.2 und 5.3). Im Folgenden werden Berechnungen für Mehrschichtprofile präsentiert.

Die Beziehung zwischen Wasserspannung, Tiefenlage des Grundwassers und berechneter kapillarer Aufstiegsrate für den Erd- und den Mulm-Niedermoor-Standort ist in Abbildung 6-11 dargestellt. Prinzipiell zeigt sich, dass die berechneten Werte im Bereich der gemessenen liegen. Daraus folgt, dass die den Berechnungen zugrunde liegenden und im Labor erfassten hydraulischen Eigenschaften die Verhältnisse im Feld gut widerspiegeln. Wäre dem nicht so, müsste eine erheblich größere Abweichung zwischen berechneten und gemessenen Werten auftreten.



**Abbildung 6-11: Kapillarer Aufstieg und Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes für verschiedene Abstände der Untergrenze des Wurzelraumes zum Grundwasser für den Erd- (links) und den Mulm-Niedermoor-Standort (rechts)**

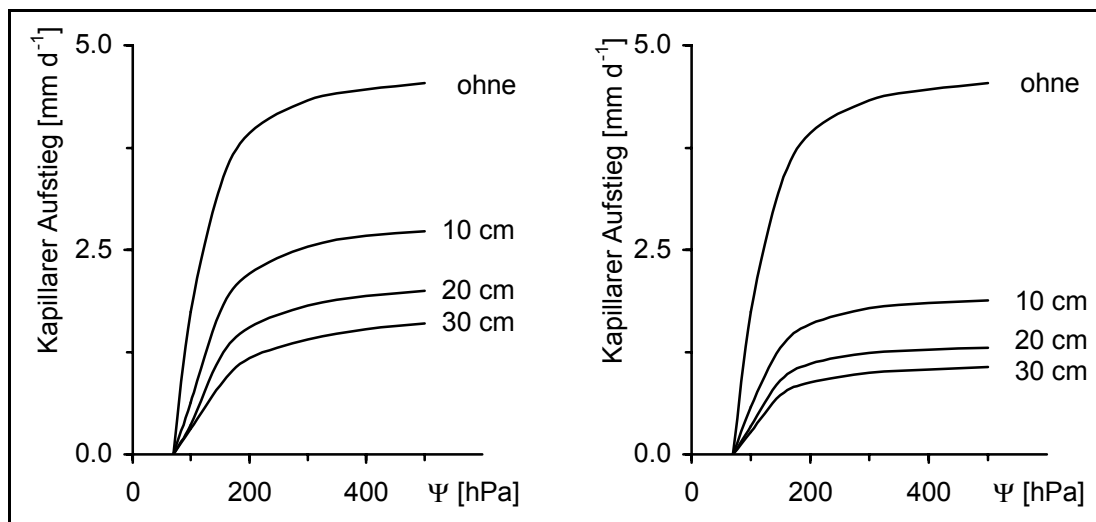
Mehrschicht-Profile, Profilaufbau s. Kap 3

Die kapillare Nachlieferung steigt auf beiden Standorten stark an, wenn bei niedrigen Grundwasserständen die Wasserspannungen geringfügig zunehmen. Wird das Grundwasser von 40 auf 70 cm unterhalb der Wurzelzone abgesenkt, mindert sich bei beiden Standorten die Rate des kapillar aus dem Grundwasser aufgestiegenen Wassers um ein Vielfaches.

Auf dem vermulmten Standort ist die Menge des kapillar zu den Wurzeln geleiteten Wassers gegenüber dem vererdeten Standort insbesondere bei Wasserspannungen kleiner 100 hPa deutlich geringer. Befindet sich der Grundwasserspiegel 50 cm unterhalb des Wurzelraumes, werden bei einer Wasserspannung von 100 hPa beim Mulm-Standort nur noch 1,1 mm je Tag aus dem Grundwasser kapillar nachgeliefert, beim Erd-Niedermoor-Standort hingegen immerhin noch 1,8 mm je Tag. Die relativ langsame Wassernachleitung beim Mulm-Standort begründet sich mit der verminderten hydraulischen Leitfähigkeit der den vermulmten Oberboden unterlagernden Horizonte (s. Abbildung 5-22). Die geringe hydraulische Leitfähigkeit der unterlagernden Horizonte kann pedogen (z. B. zunehmende Aggregation), aber auch hydrologisch-genetisch (Einlagerung muddiger und toniger Bestandteile während der Moorbildung s. Kap.3) bedingt sein. Denkbar ist, dass nach Inkulturnahme des Standortes die kapillare Nachlieferung aus dem Grundwasser infolge der Durchschlickung, im Vergleich zu Standorten ohne solch eine Einlagerung muddig-toniger Bestandteile, eingeschränkt war. Die Aggregation und Vermulmung des Standortes würde dann wesentlich schneller voranschreiten als auf anderen Flächen. Bereits SCHMIDT et al. (1981) weisen daraufhin, dass die Humifizierung oder sekundäre Zersetzung der Torfe keinesfalls zwangsläufig zum vermulmten Oberboden als Endstadium führt. Vielmehr treten alle Stadien der Vererdung und Vermulmung als relativ stabile Erscheinungsformen auf. Auf welcher Stufe sich ein Gleichgewichtszustand einstellt, hängt nach SCHMIDT et al. 1981 weitgehend von der Faktorenkombination Grundwasserstand und Torfart ab.

Der in Abbildung 6-11 dargestellte Sachverhalt ermöglicht die Bestimmung des Grundwasser-Flurabstandes für die optimale Wasserversorgung des Grünlandstandortes. Die Wasserversorgung der mitteleuropäischen Pflanzen wird entsprechend dem sommerlichen Verdunstungsanspruch der Atmosphäre unabhängig vom sonstigen Wasserdargebot, wenn etwa 2 bis 5 mm d<sup>-1</sup> kapillar aus dem Grundwasser in den Wurzelraum nachgeliefert werden können. Für den Erd-Niedermoor-Standort ergibt sich bei einer 20 cm mächtigen Wurzelzone ein optimaler Wasserstand von 70 cm unter Flur, für den Mulm-Standort von 60 cm unter Flur. Unter diesen Bedingungen wird die tatsächliche Verdunstung in etwa der maximal möglichen entsprechen. Zudem wird sich bei diesen Grundwasserständen die stärkere Belüftung des Torfkörpers auf den durchwurzelten Bereich beschränken, wie in Abbildung 6-2 und Abbildung 6-4 zu sehen ist.

Im Vergleich zu den Einschicht-Profilen wurden bei den Mehrschicht-Profilen niedrigere Aufstiegsraten berechnet (s. Tabelle 6-1 & Abbildung 6-11). Ursache hierfür ist das Auftreten von Torfschichten bzw. -horizonten mit deutlich geringeren hydraulischen Leitfähigkeiten als bei den darüber oder darunter liegenden Torfen (s. Abbildung 5-21). In Kapitel 5.4 wurde bereits gezeigt, dass geringe hydraulische Leitfähigkeiten der Torfe einerseits auf moorgenetischen (Einlagerung tonig-muddiger Partikel) und andererseits auf pedogenetischen (Seggregation infolge von Quellung und Schrumpfung) Prozessen beruhen können. Die kapillare Wassernachlieferungsrate aus dem Grundwasser in den Wurzelraum wird bei gleichen Randbedingungen von der Schicht bzw. dem Horizont mit der geringsten hydraulischen Leitfähigkeit bestimmt, wie Abbildung 6-12 verdeutlicht.



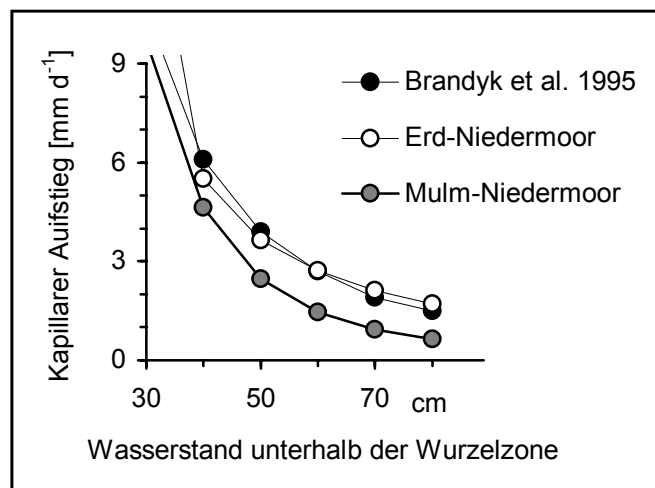
**Abbildung 6-12: Einfluss der Mächtigkeit von Torfhorizonten mit geringen hydraulischen Leitfähigkeiten auf die Rate der kapillaren Wassernachlieferung aus dem Grundwasser (Mehrschicht-Profile)**

Links: Profil ohne und mit durchschlicktem Torfschrumpfungshorizont; rechts: Profil ohne und mit Aggregationshorizont; Aufstieghöhe 7 dm

Je nach Mächtigkeit des relativ gering durchlässigen Horizontes vermindert sich die kapillare Aufstiegsrate bis um den Faktor 4 im Vergleich zu dem Profil ohne gering durchlässigen Horizont. Hervorzuheben ist bei den in Abbildung 6-12 dargestellten Fällen, dass die

Einlagerung von muddig-tonigen Bestandteilen im Verlauf der Moorbildung die hydraulische Leitfähigkeit und damit auch die Rate des kapillaren Aufstieges stärker mindert als die durch die Entwässerung und Nutzung der Torfe hervorgerufene Ausbildung des Aggregierungshorizontes. Beispielsweise steigen bei der Variante „30 cm mächtiger Torfaggregierungshorizont“ 1,5 mm je Tag<sup>1</sup>, auf bei der Variante „30 cm mächtiger durchschlickter Torfschrumpfungshorizont“ nur noch 1 mm je Tag.

BRANDYK et al. (1995) leiten aus ihren Untersuchungen eine kritische Bodenfeuchte ab, bei deren Unterschreiten die Wasserversorgung der auf Niedermooren wachsenden Gräser nicht mehr ausreicht, um Ertragseinbußen zu verhindern. Diese Bodenfeuchte entspricht einer Wasserspannung von 500 hPa. Für ein sogenanntes „peaty moorsh“-Profil (humos vererdetes Niedermoor, hydrologisch-genetischer Moortyp: Versumpfungsmoor) berechnen BRANDYK et al. (1995) bezüglich der kritischen Bodenfeuchte maximale kapillare Aufstiegshöhen in Abhängigkeit vom Wasserstand unterhalb der Wurzelzone. Abbildung 6-13 demonstriert, dass die von BRANDYK et al. (1995) für den vererdeten Niedermoor-Standort kalkulierten Werte in etwa denen der Erd-Niedermoorfläche des Rhinluchs entsprechen. Zu sehen ist, dass in den vererdeten Niedermooren bei einem Wasserspiegel von 70 cm unterhalb der Wurzelzone ca. 2 mm je Tag kapillar aufsteigen, beim Mulm-Standort hingegen nur noch 1 mm je Tag.



**Abbildung 6-13: Beziehung zwischen kapillarer Aufstiegsrate bei 500 hPa und Grundwasserstand unterhalb der Wurzelzone für den Erd- und den Mulm-Niedermoor-Standort sowie einen humos vererdeten Standort in Polen (BRANDYK et al. 1995)**

Im Rahmen dieser Arbeit wurden bei weiteren Standorten Torfproben entnommen (s. Kap. 3.7) und deren bodenhydraulische Eigenschaften bestimmt (s. Kap 5.3 u. 5.4). Damit liegen für ein großes Spektrum von im Rhinluch auftretenden Niedermoorsubstraten die Wasserretentions- und Wasserleitfähigkeitsverläufe vor. Durch eine gezielte Kombination der für die einzelnen Horizonte ermittelten hydraulischen Parameter lassen sich bei Verwendung der Kartierergebnisse von Zeitz (1992) typische Bodenprofile des Rhinluchs zusammensetzen

<sup>1</sup> Die Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes beträgt 500 hPa, die Aufstiegshöhe 7 dm.

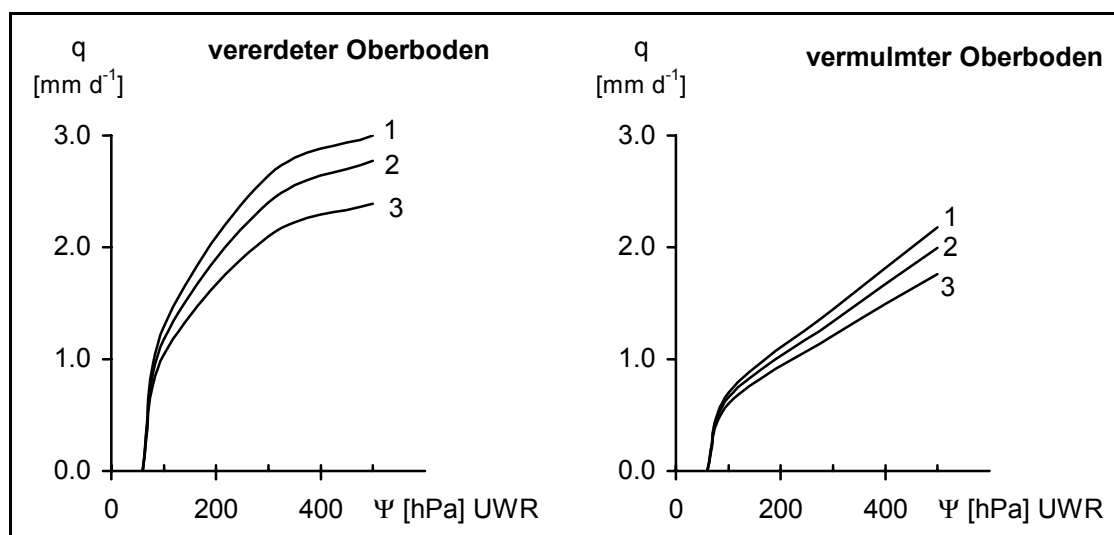
(s. auch Tabelle 3-3) und die kapillaren Aufstiegsraten für diese Mehrschicht-Profile berechnen.

Geprüft wird der Einfluss von Moormächtigkeit und Substrattyp auf die Menge des kapillar aus dem Grundwasser nachgelieferten Wassers in Erd- und in Mulm-Niedermoor-Profilen. Bei den Substrattypen werden unterschieden

- flacher Torf über (i) Fluvisand, über (ii) Detritusmudde und über (iii) Kalkmudde,
- Torf über (i) Fluvisand, über (ii) Detritusmudde und über (iii) Kalkmudde,
- Torf über tiefem (i) Fluvisand, über tiefer (ii) Detritusmudde und über tiefer (iii) Kalkmudde und
- Torf

und bei den Mächtigkeiten zwischen 3, 5, 7 und 12 dm mächtige Moore.

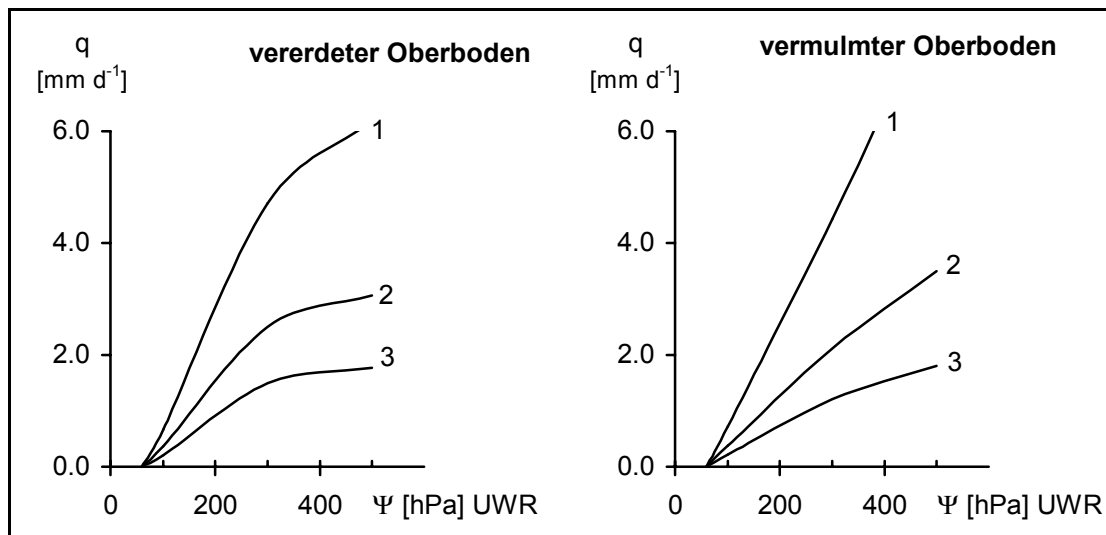
Bei den mittelmächtigen Mooren (Moormächtigkeit 7 dm) treten bezüglich der Menge des kapillar nachgelieferten Wassers bei Grundwasser-Flurabständen bis 110 cm keine Unterschiede zu den Mooren mit einer Mächtigkeit von 12 dm auf. Erst bei Moormächtigkeiten von 6 dm und weniger übt die Beschaffenheit des Anstehenden einen größeren Einfluss auf die Höhe der kapillaren Wasseraufstiegsrate aus. Dabei zeigt sich, dass bei den vermulmten, von Sand oder Mudde unterlagerten Niedermoores die Menge des kapillar nachgelieferten Wassers gegenüber dem tiefgründigen Mulm-Niedermoor erheblich größer ist. In Abbildung 6-14 sind die Ergebnisse für die Variante „Moormächtigkeit 5 dm“ aufgeführt.



**Abbildung 6-14: Einfluss der Substrattypen auf die Menge des kapillar nachgelieferten Wassers bei vererdetem (links) und vermulmtem Oberboden (rechts) bei einer Moormächtigkeit von 5 dm und einem Abstand vom Grundwasser zur Untergrenze Wurzelraum (UWR) von 60 cm**

1 = Feinsand-Unterlage, 2 = Kalkmudde-Unterlage, 3 = Detritusmudde-Unterlage, UWR = Untergrenze Wurzelraum

Die Menge des kapillar nachgelieferten Wassers ist bei den von Feinsanden unterlagerten Niedermooren am größten und bei den von Detritusmudden unterlagerten am geringsten. Nimmt die Moormächtigkeit weiter ab, verstärken sich die Unterschiede in der kapillaren Wassernachlieferung zwischen den einzelnen Substrattypen noch mehr (Abbildung 6-15). Die höchsten Aufstiegsraten werden bei den Moorgleyen ermittelt (hier nicht dargestellt).



**Abbildung 6-15: Einfluss der Substrattypen auf die Menge des kapillar nachgelieferten Wassers bei vererdetem (links) und vermulmtem Oberboden (rechts) bei einer Moormächtigkeit von 3 dm und einem Abstand vom Grundwasser zur Untergrenze Wurzelraum (UWR) von 90 cm**

1 = Feinsand-Unterlage, 2 = Kalkmudde-Unterlage, 3 = Detritusmudde-Unterlage, UWR = Untergrenze Wurzelraum

Im Anhang werden die Berechnungen zum kapillaren Wasseraufstieg in vererdeten und vermulmten Niedermooren für unterschiedliche Substrattypen und Moormächtigkeiten ausgewiesen. Diese Werte gelten nur für Standorte mit vergleichbarer Moor- und Pedogenese.

Bei den berechneten Aufstiegsraten ist zu beachten, dass sich diese auf konstant gehaltene Grundwasserstände beziehen. Ist in den landwirtschaftlich genutzten Niedermooren über die Vegetationsperiode ausreichend Zuschusswasser vorhanden, hängt die Aufrechterhaltung gewünschter Grundwasserstände bei den vorherrschenden klimatischen Bedingungen und den gegebenen Profileigenschaften vor allem von der gesättigten Leitfähigkeit der im Grundwasser liegenden Niedermoorsubstrate ab. In Tabelle 6-2 sind die gesättigten Leitfähigkeiten verschiedener, im Grundwasserbereich und im Rhinluch vorkommender Substrate aufgeführt.

Den hohen bis sehr hohen gesättigten Wasserleitfähigkeiten der gering zersetzten Schilf-Seggentorfe und der fluviatilen Feinsande stehen die geringen (Detritusmudden) und sehr geringen Leitfähigkeiten der feinfasrigen Radzellentorfe und Kalkmudden gegenüber.

Für die Wasserspeisung aus dem Grabensystem ergeben sich damit Konsequenzen. Auf den geringmächtigen, von Kalkmudde unterlagerten Standorten kommt es im Sommer bei geringen Niederschlägen und hohem Verdunstungsanspruch der Atmosphäre infolge der sehr



raschen kapillaren Wassernachlieferung (s. Anhang) zu einer starken Beanspruchung des Grundwassers. Der Grundwasserstand wird aber aufgrund der geringen Luftkapazität (s. Abbildung 5-13) sehr schnell absinken und der kapillare Wasseraufstieg gemindert. Die sehr geringe gesättigte Leitfähigkeit der Kalkmudden bewirkt, dass trotz eingestauten Grabenwassers der Wasserverbrauch auf der Fläche nicht ausgeglichen werden kann. Bei hohem Verdunstungsanspruch der Atmosphäre und geringen Niederschlägen fällt der Grundwasserstand weiter ab; der kapillare Aufstieg wird noch stärker reduziert. Im Oberboden kommt es dann zu einer starken Belüftung des Torfes. Die Kartierergebnisse von ZEITZ (1992) untermauern diese Überlegungen. ZEITZ (1992) berichtet, dass im Rhinluch die von Kalkmudde unterlagerten Standorte häufig trocken fallen und die oberen Torfschichten meist vermulmt sind.

**Tabelle 6-2: Gesättigte Wasserleitfähigkeit gering entwässerter, ständig im Grundwasser liegender Substrate**

Eigene Ergebnisse und ergänzt durch Werte von <sup>(1)</sup> Zeitz (1991) und von <sup>(2)</sup> AG Boden (1994)

Substrat	Gesättigte Wasserleitfähigkeit [cm d <sup>-1</sup> ]		
	vertikal	horizontal	Literatur
Schilf-Seggentorf, z2 (nHr)	118	211	40 bis 140 <sup>(1)</sup>
Feinfasrige Radizellentorfe (z2) (nHr)	n.b.	n.b.	6 bis 20 <sup>(1)</sup>
Feinsand	91	-	40 bis 100 <sup>(2)</sup>
Kalkmudde	10	78	2 bis 15 <sup>(1)</sup>
Detritusmudde	45	n.b.	2 bis 40 <sup>(1)</sup>

Anders sieht es aus, wenn wie auf der Versuchsfläche Langen (s. Kap. 3.7) durch das Grabensystem das Liegende der Torfe - der fluviatile Feinsand – angeschnitten wird. Bei Vorhandensein von Zuschusswasser wird der Wasserspiegel trotz starken Verdunstungsanspruchs der Atmosphäre und ausbleibender Niederschlägen infolge der hohen gesättigten Wasserleitfähigkeit nicht so weit absinken, dass der durchwurzelte Bereich völlig austrocknet.

#### 6.4 Wasseraufnahme durch die Pflanzenwurzeln

Bisher wurde nur der kapillare Wasserfluss  $q_{kapillar}$  im nicht durchwurzelten Boden betrachtet. Bei Vorhandensein von lebenden Pflanzenwurzeln im Bodenprofil wird ein Teil des aus dem Grundwasser aufsteigenden Wassers von den Wurzeln aufgenommen. Die Rate der Wasseraufnahme in den verschiedenen Tiefen des durchwurzelten Bodens hängt von der vorherrschenden Bodenwasserspannung und von der Intensität der Durchwurzelung ab.

Eine genaue Bestimmung der Durchwurzelungsintensität stößt auf einige Schwierigkeiten, da sich die Wurzeln unterhalb der Bodenoberfläche verbergen und sich der direkten Beobachtung entziehen. Zudem ändert sich die Wurzelaktivität saisonal in der Tiefe. Üblicherweise sind die Methoden zur Bestimmung der Durchwurzelung<sup>1</sup> zeit- und arbeitsintensiv. Meist handelt es sich dabei um destruktive Messmethoden. Eine zerstörungsfreie Methode zur Untersuchung der Verteilung der Wurzeln im Boden schlägt RIJTEMA (1965) vor. Im Folgenden wird diese angewendet.

Die in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung vorliegenden Messungen der Wasserspannung und der Bodenfeuchte gestatten die Berechnung des kapillaren Flusses im Boden nach dem Buckingham-Darcy-Gesetz (Gleichung 5-3). Die Wasserspannungsmessungen dienen der Bestimmung der hydraulischen Gradienten. Aus den im Labor für die verschiedenen Bodenhorizonte erstellten Beziehungen zwischen Bodenfeuchte und hydraulischer Leitfähigkeit wird der dem aktuellen Bodenfeuchtegehalt entsprechende Leitfähigkeitswert abgelesen. Die Bodenfeuchteänderungen in den einzelnen Tiefen zuzüglich des Niederschlages und des in die Lysimeter zu- bzw. abgeführten Wassers ergeben den Gesamtwasserfluss.

Der Wasserentzug der Wurzeln  $q_{\text{Wurzel}}$  in jeder Tiefe errechnet sich aus der Differenz zwischen Gesamtwasserfluss und kapillarem Fluss (RIJTEMA 1965, ROSE & STERN 1967, FEDDES 1971, EHLERS 1975, STREBEL et al. 1975):

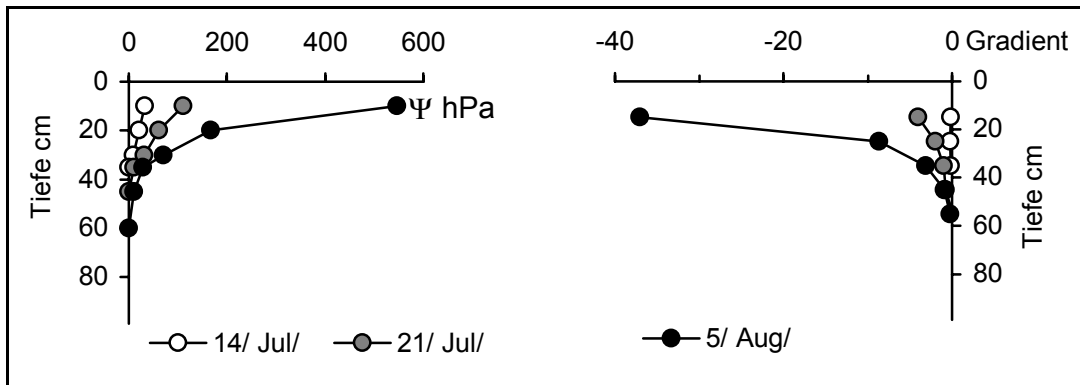
$$\int_0^z \int_{t_1}^{t_2} q_{\text{Wurzel}} dz dt = \int_{t_1}^{t_2} ((N + Z) - E) dt + \int_0^z \int_{t_1}^{t_2} \left( \frac{\partial \Theta}{\partial t} \right) dz dt - \int_{t_1}^{t_2} q_{\text{kapillar}}(z, t) dt \quad 6-18$$

In Gleichung 6-18 ist  $N$  die Niederschlagsrate,  $Z$  die Rate des Zuschusswassers zur Aufrechterhaltung des gewünschten Grundwasserstandes,  $E$  ist die Evaporationsrate von der Bodenoberfläche<sup>2</sup> und  $\Theta$  die Bodenfeuchte in der Tiefe  $z$ .

Für eine sommerliche Trockenperiode sind in Abbildung 6-16 die Tiefenverläufe der Wasserspannung und die dazugehörigen hydraulischen Gradienten im Gang einer hochsommerlichen Periode dargestellt. Innerhalb von drei Wochen ist vor allem in den obersten 30 cm ein starker Anstieg der Wasserspannung zu beobachten. Dementsprechend erhöhen sich auch die den Fluss antreibenden hydraulischen Gradienten.

<sup>1</sup> Eine umfassende Methodenbeschreibung zur Messung der Wurzellängendichte wurde von BÖHM (1979) verfasst. Einen kurzen Überblick darüber gibt EHLERS (1996).

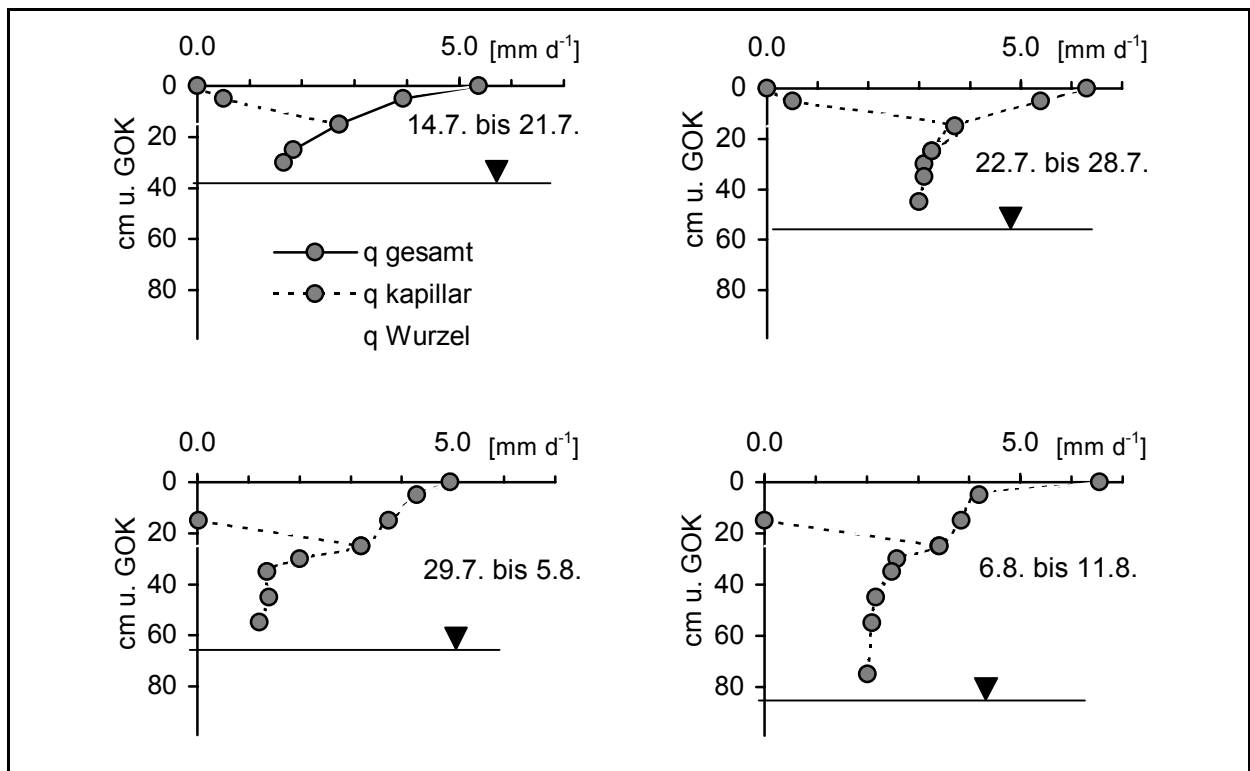
<sup>2</sup> Die Evaporation von der Bodenoberfläche wird hier nicht berücksichtigt. Nach STREBEL et al. 1975 ist diese unter mitteleuropäischen Klimabedingungen und unter geschlossenen Vegetationsbeständen zu vernachlässigen.



**Abbildung 6-16: Wasserspannungsverteilung im Bodenprofil im Verlauf einer sommerlichen Trockenperiode**

Lysimeter, Vegetation Rohrglanzgras

Die Wasserbewegung im Boden, einschließlich des Wasserflusses durch die Wurzeln, zeigt Abbildung 6-17.



**Abbildung 6-17: Vertikale Wasserflüsse im Boden (wöchentliche Durchschnittswerte)**

Lysimeter, Vegetation Rohrglanzgras, oberhalb von 15 cm Tiefe wurde der kapillare Fluss geschätzt

Der Abbildung ist zu entnehmen, dass der Gesamtwasserfluss und damit die Evapotranspiration im vierwöchigen Mittel etwa  $6 \text{ mm d}^{-1}$  beträgt. In dieser Periode ist die Wasseraufnahme durch die Wurzeln im Wesentlichen auf die obersten 20 cm des Profils beschränkt. Zu Beginn des vierwöchigen Zeitraums bei mittleren Grundwassertiefen von 35 cm unter Flur nimmt die Pflanze das Wasser überwiegend aus der Tiefe bis 10 cm auf. Mit

dem Absinken des Grundwasserspiegels um ca. 50 cm im Verlauf der Beobachtungsperiode entziehen die Pflanzen das benötigte Wasser auch aus dem Tiefenbereich 10 bis 20 cm.

Die in Abbildung 6-17 aufgeführten Ergebnisse verdeutlichen, dass der kapillare Fluss im Wurzelraum mit fortschreitender Austrocknung der Wurzelzone immer geringer wird. Bei Bodenfeuchten im Bereich des permanenten Welkepunktes tritt nahe der Bodenoberfläche kein kapillarer Fluss mehr auf. D.h. die Evaporation des unbewachsenen Bodens geht gegen Null.

Die Kenntnis des pflanzlichen Wasserentzuges in der Zeit und der Tiefe erlaubt es, Rückschlüsse auf die Verteilung der Wurzeln im Boden zu ziehen. Diese Informationen werden benötigt, wenn numerische Modelle zur Erforschung des Wasserhaushaltes eingesetzt werden sollen.

## **6.5 Evapotranspiration**

### **6.5.1 Modellbeschreibung**

Mit Hilfe der unter den Standortbedingungen gemessenen Verdunstungswerte wurde ein neu entwickeltes Wasserhaushaltsmodell kalibriert und validiert.

Das Modell simuliert den eindimensionalen Transport von flüssigem Wasser im ungesättigten Boden durch Lösung der Buckingham-Darcy-Gleichung. Voraussetzung dafür ist die Kenntnis der Beziehungen zwischen Wasserspannung bzw. Bodenfeuchte und Wasserleitfähigkeit sowie Wasserspannung und Bodenfeuchte.

Die Prozedur zur Beschreibung des Wasserflusses im ungesättigten Boden folgt dem von KOOREVAAR et al. 1983 vorgeschlagenen Ansatz (Abbildung 6-18). Dazu wird das Bodenprofil in Kompartimente gleicher Größe unterteilt. Die Kompartimentlänge beträgt 10 cm. Als Anfangsbedingung ist die Bodenfeuchte in den einzelnen Kompartimenten vorzugeben. Die damit korrespondierenden Wasserspannungen der jeweiligen Tiefen werden aus Gleichung 5-6 errechnet. Aus den gemittelten Wasserspannungswerten ergeben sich unter Berücksichtigung des Gravitationspotenzials die den Fluss antreibenden Potenzialgradienten.

Die Menge des in den Boden infiltrierenden Wassers hängt von der Niederschlagsintensität und den Bodeneigenschaften ab. In diesem Modell wird unterstellt, dass die Infiltrationskapazität des Bodens ausreicht, um alles Wasser aufzunehmen. Oberflächenabfluss findet daher nicht statt.

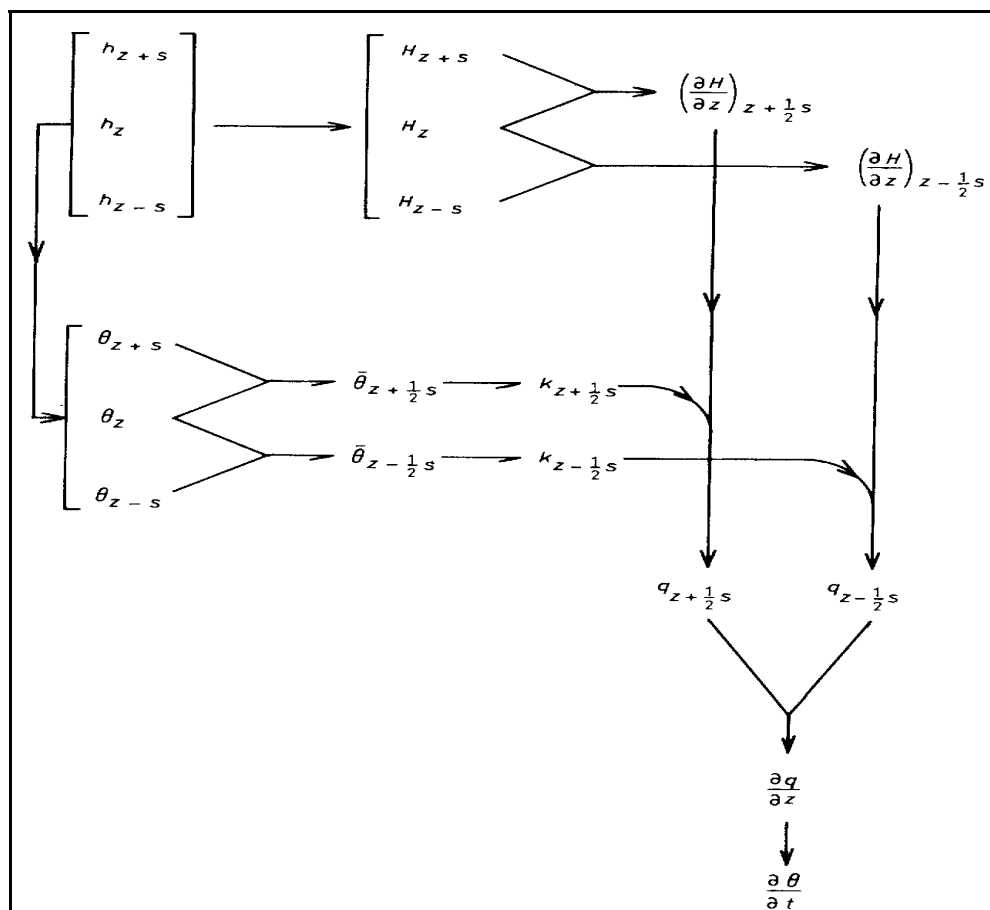


Abbildung 6-18: Schema für die Berechnung des Wasserflusses im Boden

aus KOOREVAAR et al. 1983,  $h$  = Wasserspannung,  $\Theta$  = Bodenfeuchte,  $z$  = Höhe in der Bodensäule,  $s$  = kleine Zu-/Abnahme in der Höhe im Vergleich zu  $z$ ,  $t$  = Zeit

Nach Gleichung 5-7 werden die den Bodenfeuchten entsprechenden Wasserleitfähigkeitswerte bestimmt. Zur Berechnung des  $K$ -Wertes zwischen zwei Kompartimenten wird das geometrische Mittel benutzt. Der Fluss in jedem Kompartiment ergibt sich nach Gleichung 5-3 aus den berechneten Gradienten und Leitfähigkeiten. Die Änderung der Bodenfeuchte im Zeitschritt in der Tiefe  $z$  errechnet sich nach:

$$\left(\frac{\partial \Theta}{\partial t}\right)_z = \frac{q_{z+\frac{1}{2}s} - q_{z-\frac{1}{2}s}}{\left(z + \frac{1}{2}s\right) - \left(z - \frac{1}{2}s\right)} \quad 6-19$$

Der geschichtete Aufbau der Bodenprofile wird durch unterschiedliche Leitfähigkeits- und Wasserretentionsverläufe gekennzeichnet. Hysterese einschließlich Benetzungshemmung sowie Schrumpfung und Quellung der Bodenmatrix werden nicht berücksichtigt.

Neben den Anfangsbedingungen sind zur Simulation des Wasserhaushaltes Randbedingungen vorzugeben. Das untere Ende des Bodenprofils wird durch den Grundwasserspiegel begrenzt. In dieser Tiefe  $z$  ist der Boden wassergesättigt, die Wasserspannung besitzt dort demzufolge den Wert Null.

In das oberste Kompartiment der Bodensäule infiltriert Wasser aufgrund von Niederschlagsereignissen (minus des von den Pflanzen interzeptierten Wassers) oder entweicht infolge von Evaporationsprozessen. Vorerst wird angenommen, dass unter den Bedingungen des Grasstandortes (hoher Bedeckungsgrad) die Evaporation vom unbewachsenen Boden vernachlässigt werden kann<sup>1</sup>.

Die Wasseraufnahme der Wurzeln wird durch Anfügung eines volumetrischen Senkenterms an die Buckingham-Darcy-Gleichung beschrieben:

$$q = -K \frac{\delta \Psi_h}{\delta x} - S = -K(\text{grad} \Psi + 1) - S \quad 6-20$$

Das Integral des Senkenterms über die Wurzeltiefe entspricht bei optimalen Bedingungen der maximalen Transpiration (Gleichung 6-9). Die reale Transpiration<sup>2</sup>  $T$  ergibt sich aus dem in Kapitel 6-1 vorgestellten Ansatz zur Berechnung der realen Verdunstung aus Interzeption (Gleichung 6-6) und maximal möglicher Verdunstung (Gleichung 6-7) unter Berücksichtigung der Wasseraufnahmefunktion  $\alpha$  (Abbildung 6-1):

$$T_{\text{real}} = \alpha(\Psi) \times \left( \frac{(s + \gamma)}{s + \gamma \times \left( 1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \right) \times (ET_{\text{wet}} - I) + I \quad 6-21$$

Zur Simulation des Wasserhaushaltes mit dem Modell müssen folgende Eingabedaten vorliegen:

- Bodendaten (die Beziehungen zwischen  $K$ - $\Psi$  bzw.  $\Theta$  und  $\Theta$ - $\Psi$  für die jeweiligen Bodenhorizonte)
- Klimadaten (Niederschlag [ $\text{mm d}^{-1}$ ], Tagesmittel der Lufttemperatur [ $^{\circ}\text{C}$ ], der Luftfeuchte [%], der Windgeschwindigkeit sowie Globalstrahlung<sup>3</sup> [ $\text{W m}^2$ ])
- Pflanzendaten (Wurzeltiefe [cm], Pflanzenhöhe [cm], Bedeckungsgrad [%])

### 6.5.2 Kalibrierung und Validierung – Modell zur Ableitung des Bestandeswiderstandes aus der Bodenwasserspannung

Zuerst wurde für eine Messperiode ohne Niederschlag der Bestandeswiderstand  $r_c$  nach Gleichung 6-8 berechnet. Für den Bestandeswiderstand  $r_c$  ergibt sich für diese Zeitspanne unter den Bedingungen der unbegrenzten Wasserverfügbarkeit ein Wert von  $22 \text{ s m}^{-1}$ . In Tabelle

<sup>1</sup> Bei kurzgeschnittener Grasdecke und hoher Bodenfeuchte im Wurzelraum ist diese Annahme nicht mehr korrekt.

<sup>2</sup> Die Evaporation wird im Modell nicht berücksichtigt (s. Kapitel 6-1).

<sup>3</sup> Sind keine Daten zur Globalstrahlung verfügbar, kann diese auch aus der Sonnenscheindauer berechnet werden (DVWK 1996).

6-3 ist eine Auswahl von veröffentlichten Bestandswiderständen für verschiedene Gräser zusammengestellt. Der eigene Wert fügt sich gut in diese Reihe ein. Beispielsweise finden BÖHM & QUAST (1998) für einen Rohrglanzgras-Brennnessel-Röhricht-Bestand im einen Widerstandswert von  $15 \text{ s m}^{-1}$ .

**Tabelle 6-3: Pflanzenwiderstände verschiedener Grasbestände**

(\*) zitiert in Henning 1992

Bestand	rc [s m-1]	Quelle
<b>Rohrglanzgras</b>	<b>22</b>	<b>EIGENE UNTERSUCHUNG</b>
Gras, geschnitten	26	SZEICZ & LONG 1969
Weide	40	RUSSELL 1980 (*)
Rohr-Schwingel	1 – 11	FELDHAKÉ & BOYER 1986 (*)
Wiesen-Knäuelgras	11 – 29	FELDHAKÉ & BOYER 1986 (*)
Hundszahn	20 – 48	FELDHAKÉ & BOYER 1986 (*)
Acker-Unkräuter	74	HENNING 1992
Gras, 12 cm	70	ALLEN ET AL. 1994
Gras	40 - 85	MENZEL 1996
Rohrglanzgras-Brennnessel-Röhricht	15	BÖHM & QUAST 1998

Unter Verwendung des experimentell gefundenen Bestandswiderstandes von  $22 \text{ s m}^{-1}$  wurden Computersimulationen zum Wasserhaushalt durchgeführt. Die Güte der Modellrechnungen kann anhand der gemessenen Verdunstungswerten sowie der gemessenen Bodenfeuchte- und Wasserspannungswerten beurteilt werden.<sup>1</sup>

In Abbildung 6-19 sind für eine grundwassernahe Variante Ergebnisse der Modellanpassung den im Feld erhobenen Werten gegenübergestellt. Nach einer niederschlagsreichen Periode, die zur Überflutung des Lysimeters führte, startet die Messkampagne Mitte Juli. In den beiden ersten Messzeiträumen weichen die berechneten Verdunstungswerte stärker von den gemessenen ab. Dabei ist zum ersten Termin eine Unterschätzung und zum zweiten Termin eine Überschätzung der im Feld gemessenen Evapotranspiration durch das Modell zu beobachten. Diese Unterschiede begründen sich mit den starken Grundwasserschwankungen im Lysimeter zu Beginn der Bilanzperiode. Zu den anderen Zeitpunkten zeigt sich eine gute Übereinstimmung zwischen berechneten und gemessenen Verdunstungswerten. Die in Abbildung 6-19 kumulativ aufgetragenen Verdunstungswerte verdeutlichen, dass sich die Abweichungen zu den einzelnen Messterminen über den gesamten Bilanzzeitraum ausgleichen.

<sup>1</sup> Während der Feldmessungen kam es aufgrund von Witterungseinflüssen (z.B. Starkniederschläge) oder technischer Probleme zum gelegentlichen Ausfall der Grundwasser-Steuerungsanlage. Aus diesem Grund liegen jeweils nur sechs- bis achtwöchige Bilanzierungszeiträume vor.

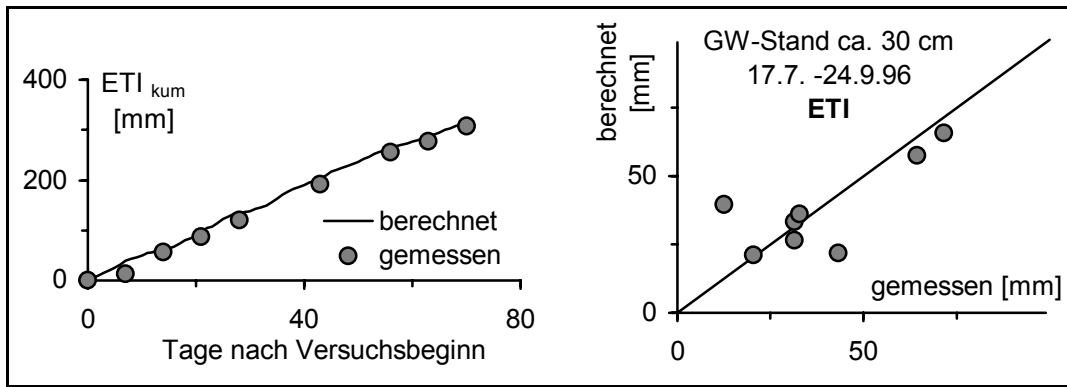


Abbildung 6-19: Gemessene und berechnete reale Evapotranspiration (Wochenwerte)

Insgesamt verdunsteten im Beobachtungszeitraum etwa 308 mm Wasser. Als maximale Verdunstungsraten werden  $6,2 \text{ mm d}^{-1}$  ermittelt, über die Messperiode durchschnittlich  $4,4 \text{ mm d}^{-1}$ . Die kapillar aus dem Grundwasser aufgestiegenen Wassermengen tragen mit ca. 80% zur Verdunstung bei. Damit weist der Standort eine extrem negative Wasserbilanz auf.

In der ersten Phase der Modelleichung wurden zur Berechnung des Wasserflusses im Boden ausschließlich Parameter verwendet, die aus der Anpassung der im Labor ermittelten Wasserretentions- und Leitfähigkeitsverläufe resultieren. Bei dieser Vorgehensweise stellte sich heraus, dass insbesondere in 10 cm Tiefe große Unterschiede zwischen gemessenen und berechneten Bodenfeuchtwerten auftraten (Abbildung 6-20).

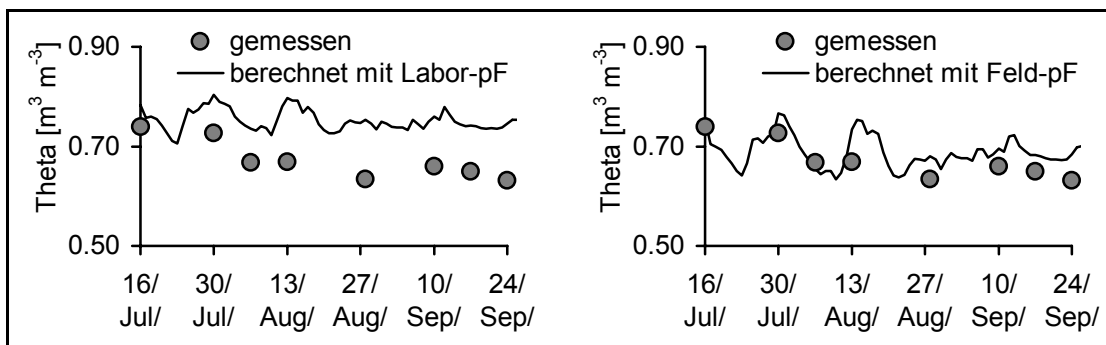


Abbildung 6-20: Gemessene und berechnete Bodenfeuchte in 10 cm Tiefe bei der Variante „30 cm Grundwasserstand“

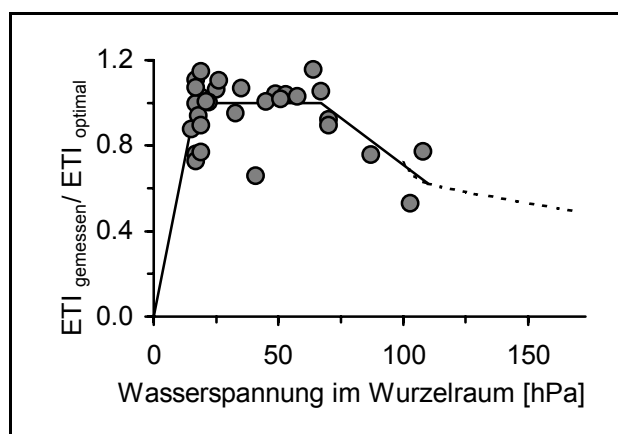
Die Bodenfeuchtwerte wurden wöchentlich erhoben.

Unter Kapitel 5.3 wurde bereits ausgeführt, dass die im Labor gemessenen Wasserretentionsverläufe die Verhältnisse im Feld in der ersten Entwässerungs- bzw. Trockenperiode des Jahres gut widerspiegeln. Kommt es aber im Freiland zu einer erneuten Aufsättigung des Bodens infolge von Grundwasseranstieg oder hohem Niederschlagsaufkommen, sind erhebliche Differenzen zwischen Labor- und Feldretentionskurve feststellbar. Diese Tatsache spiegelt der in Abbildung 6-20 für die Variante „Labor-pF 10 cm“ dargestellte Verlauf der Bodenfeuchte wider. Wird aber im Modell für das oberste Kompartiment anstatt der Labor-Desorptionskurve die im Feld ermittelte Entwässerungskurve genutzt, verbessert sich die Treffsicherheit bei der Vorhersage der in 10 cm Tiefe vorherrschenden Bodenfeuchte erheblich. Die Verwendung der zwei



verschiedenen Wasserretentionskurven für das oberste Kompartiment des Modells hat nur einen sehr geringen Einfluss auf die Menge der berechneten Verdunstung. Die für beide Varianten mit dem Modell ermittelte Gesamtverdunstung differiert um etwa 3 %.

Im nächsten Schritt wurden unter Beibehaltung des Bestandswiderstandes  $r_c$  von  $22 \text{ s m}^{-1}$  für verschiedene Zeiträume mit unterschiedlich eingestellten Grundwasserständen die Evapotranspirationsraten berechnet. In Abbildung 6-21 sind für diese einzelnen Termine das Verhältnis der Raten von gemessener und berechneter Evapotranspiration in Abhängigkeit von der im Wurzelraum vorherrschenden Wasserspannung aufgetragen. Unter  $\text{ETI}_{\text{optimal}}$  wird hierbei die unter den Bedingungen der unbegrenzten Wasserverfügbarkeit mit dem Bestandswiderstand  $r_c$  von  $22 \text{ s m}^{-1}$  berechnete Verdunstung verstanden.



**Abbildung 6-21: Verhältnis der Raten von gemessener Verdunstung (ETI) und berechneter Verdunstung ( $\text{ETI}_{\text{optimal}}$ ) in Abhängigkeit von der im Wurzelraum vorherrschenden Wasserspannung bei Rohrglanzgras-Beständen**

$\text{ETI}_{\text{optimal}}$  = unter unbegrenzter Wasserverfügbarkeit berechnete Verdunstung des wachsenden Bestandes bei pflanzenspezifischem minimalen Bestandswiderstand  $r_c$  ( $22 \text{ s m}^{-1}$ ).

Der dargestellte Kurvenverlauf ähnelt der von FEDDES et al. 1978 vorgeschlagenen Wasseraufnahmefunktion  $\alpha(\Psi)$  (Abbildung 6-1). Bei Wasserspannungen nahe Sättigung nimmt die gemessene Verdunstung im Vergleich zur berechneten schrittweise ab, so wie es durch die Wasseraufnahmefunktion  $\alpha(\Psi)$  vorgegeben wird. Aus dem in Abbildung 6-21 dargestellten Sachverhalt ist ersichtlich, dass der Rohrglanzgrasbestand die Wasseraufnahme reduziert, wenn im Wurzelraum Wasserspannungen von etwa 20 hPa und weniger auftreten.

Bemerkenswert ist, dass die gemessene Verdunstung nur über einen relativ kleinen Wasserspannungsbereich der berechneten entspricht. Bereits bei Wasserspannungswerten von 70 hPa ist eine erneute Abnahme der gemessenen Verdunstung gegenüber der berechneten feststellbar. Auf den ersten Blick erscheint es aufgrund der hohen Grundwasserstände widersinnig, dass der Bestand seinen Widerstand gegen den Wasserverlust so früh erhöht. Das es sich bei diesem Vorgang nicht um Blattalterungsprozesse handelt, wie es z.B. DUYNISVELD (1983) für Getreide fand, demonstriert Tabelle 6-4. Dargestellt sind für drei Lysimeter mit

unterschiedlich eingestellten Grundwasserständen die im Freiland im Verlauf einer siebenwöchigen Periode gemessenen Aufstiegs- und Verdunstungsmengen.

**Tabelle 6-4: Gemessene Evapotranspiration (ETI) und gemessener kapillarer Aufstieg (q kapillar) bei drei unterschiedlich eingestellten Grundwasserständen**

Lysimeterexperimente, Vegetation Rohrglanzgras, 29.7.-16.9.97 (49 Tage)

Grundwassertiefe	20 cm	40 cm	65 cm
ETI Gesamt	225	226	174
ETI [mm d <sup>-1</sup> ]	4,6	4,6	3,6
q kapillar Gesamt	190	163	126
q kapillar [mm d <sup>-1</sup> ]	3,9	3,3	2,6

Im Messzeitraum verdunsten bei 20 und 40 cm Grundwasserstand jeweils etwa 225 mm Wasser aus dem Lysimeter. Im Vergleich dazu wird bei der Variante „65 cm Grundwasserstand“ in der gleichen Messperiode ein um etwa 23 % verringerter Wasserverbrauch beobachtet. Der kapillare Aufstieg trägt bei den verschiedenen Varianten unterschiedlich zur Gesamtverdunstung bei. Während bei 40 und 65 cm Grundwasserstand etwa 72 % der Verdunstung durch die kapillare Nachlieferung abgedeckt werden, sind es bei 20 cm Grundwasserstand etwa 85 %. Absolut gesehen, verringert sich der kapillare Aufstieg mit zunehmender Grundwassertiefe.

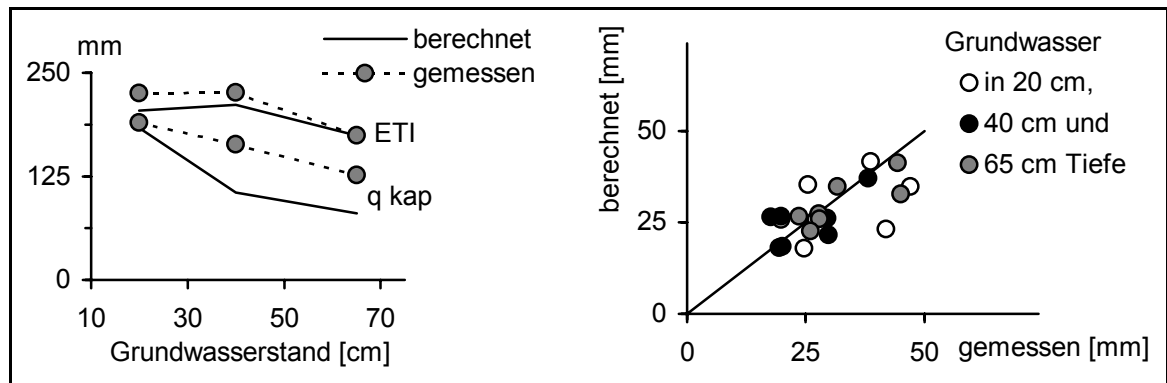
Die gefundenen Unterschiede im Wasserverbrauch bei unterschiedlicher Grundwasserhöhe reihen sich gut in die Erkenntnisse von PETERSEN (1992) ein. Dieser Autor berichtet, dass das natürliche Auftreten von Rohrglanzgras an reichlich Nährstoffe, gute Sauerstoffversorgung sowie an viel Feuchtigkeit gebunden ist. Geringfügige Bodenfeuchtedefizite im Wurzelraum während des Verlaufes der Vegetationsperiode verursachen folglich eine geringere Biomasseproduktion und damit einhergehend auch einen verminderten Wasserverbrauch.

Um diesen Sachverhalt im Modell zu berücksichtigen, wird hierzu ein Ansatz gewählt, der den Untersuchungen von SEEN et al. (1997) und SAMBALE (1998) folgt. Dazu wird aus Abbildung 6-21 eine kritische Wasserspannung  $\Psi_{\text{crit}}$  des Wurzelraumes abgeleitet: Diese Größe zeigt an, dass die im Wurzelraum vorherrschenden Bodenfeuchteverhältnisse nicht mehr genügen, um eine optimale Wasserversorgung des Bestandes zu gewährleisten. Die Pflanze reagiert darauf, indem sie ihren Widerstand gegen den Wasserverlust mit der im Wurzelraum ansteigenden Wasserspannung erhöht. Wenn die aktuelle Wasserspannung im Wurzelraum  $\Psi_{\text{akt}}$  Werte größer 70 hPa erreicht, berechnet sich der aktuelle Bestandswiderstand  $\Psi_{\text{c,akt}}$  von Rohrglanzgras nach (mit  $r_{\text{c,opt}} = 22 \text{ s m}^{-1}$ ):

$$r_{\text{c,akt}} = r_{\text{c,opt}} \times (1 + 0,1 \times (\Psi_{\text{akt}} + \Psi_{\text{crit}})) \quad 6-22$$

Der Bestandswiderstand wird aber nicht gegen unendlich anwachsen, sondern einen Maximalwert erreichen. Vorerst gilt die in Gleichung 6-22 gefundene Beziehung für Wasserspannungen bis 120 hPa. Der maximale Bestandswiderstand beläuft sich demnach für diesen Fall auf einen Wert von  $132 \text{ s m}^{-1}$ .

Zur Validierung des Modells wurden die in einer siebenwöchigen Messperiode des Jahres 1997 in drei Lysimetern gemessenen Verdunstungs- und Aufstiegswerte den berechneten gegenübergestellt (Abbildung 6-22).



**Abbildung 6-22: Gemessene und berechnete reale Evapotranspiration sowie kapillarer Aufstieg bei unterschiedlichen Grundwasserständen (29.7.-16.9. 97)**

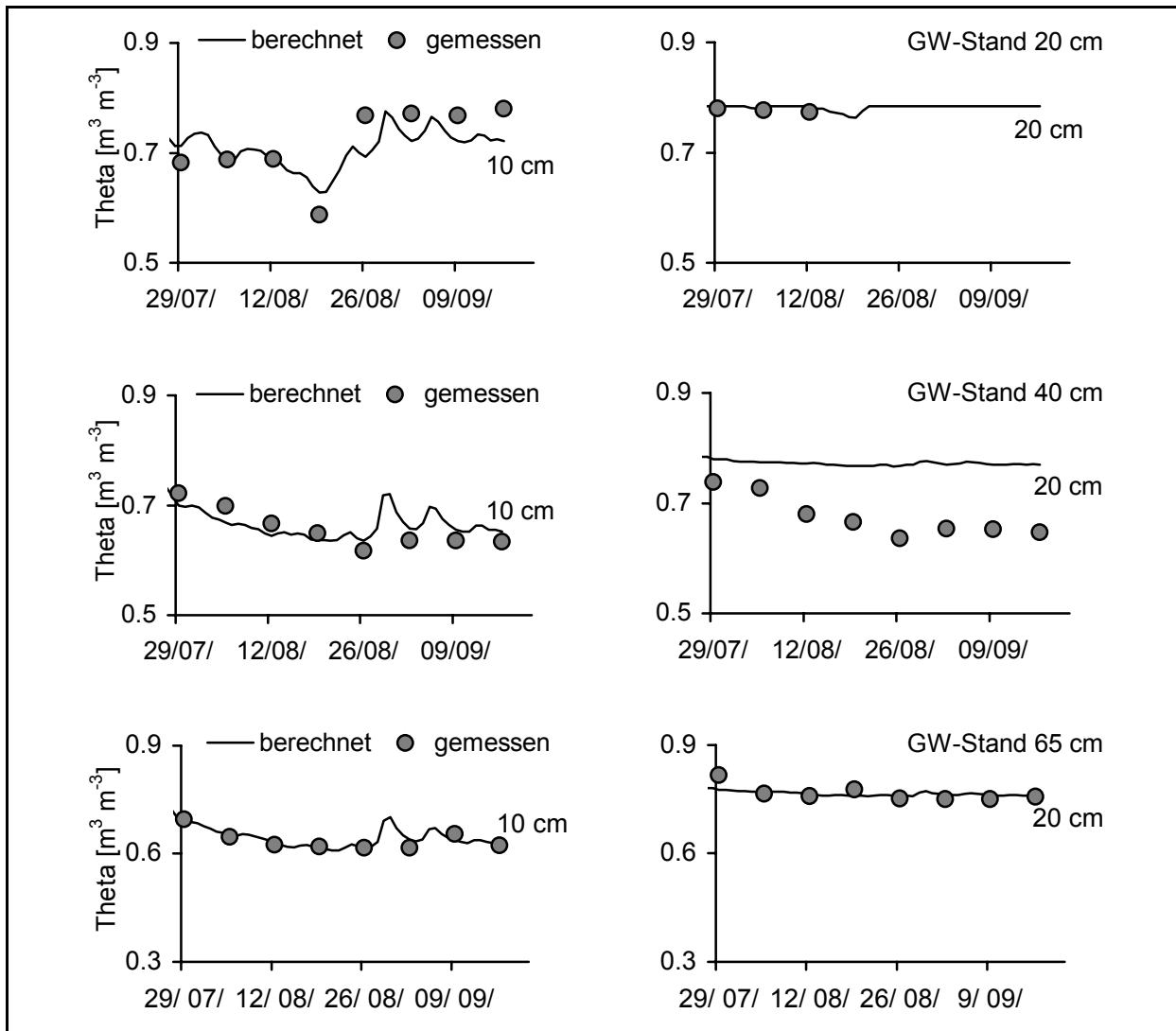
Die im Messzeitraum gefundenen Unterschiede hinsichtlich des Wasserverbrauchs der drei Varianten konnten durch das Modell bestätigt werden. Maximale Werte von etwa  $7 \text{ mm d}^{-1}$  wurden Mitte August ermittelt, im Durchschnitt je nach Variante 3,6 bis  $4,6 \text{ mm d}^{-1}$ . Die Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Verdunstungswerten zu den einzelnen Messterminen ist überwiegend gut. Die größten Unterschiede wurden bei der Variante „20 cm Grundwasserstand“ festgestellt. Dabei ist zu beachten, dass jene vor allem nach größeren Niederschlagsereignissen auftreten. Durch die in die Wurzelzone infiltrierende Wassermenge wird infolge des sehr hohen Grundwasserstandes Luftmangel induziert und die Transpiration verringert sich. Die hohen Wassergehalte in der obersten Bodenschicht führen dazu, dass im Freiland trotz Pflanzenbedeckung Wasser direkt von der Bodenoberfläche verdunsten kann (Evaporation). Im Experiment wird die Evaporations-, Transpirations- und Interzeptionsverdunstung als Gesamtverdunstung *ETI* gemessen. Im Modell wird die Evaporation jedoch nicht berücksichtigt. Folglich führt die Modellanwendung insbesondere bei sehr geringen Grundwasser-Flurabständen ( $< 20 \text{ cm}$ ) zu Fehlern bei der Ermittlung des Gesamtwasserverbrauches.

Weiterhin ergeben sich im Vergleich zu den Messwerten Unterschiede bei der Berechnung des kapillaren Aufstieges durch das Modell. Nur bei sehr geringer Grundwassertiefe entsprechen die in der 49-tägigen Periode berechneten Werte den gemessenen. Bei tieferen Grundwasserständen wird mit dem Modell der tatsächliche kapillare Aufstieg im Mittel um  $1 \text{ mm d}^{-1}$  unterschätzt. Gründe für diese beobachtete Abweichung zwischen gemessenen und berechneten Aufstiegswerten können u.a. sein:

- Die den Berechnungen zugrunde liegenden hydraulischen Leitfähigkeiten im Feld sind bei Wasserspannungen von mehr als 30 hPa größer als die im Labor ermittelten.
- Die geringe räumliche Auflösung der TDR-Messung, vor allem im Wurzelraum, führt zur Fehleinschätzung bei der Bilanzierung der Flüsse.

- Einzelne Wurzeln reichen direkt bis in die Grundwasserzone hinein. Im Modell wird aber davon ausgegangen, dass die Pflanze das benötigte Wasser nur aus dem effektiven Wurzelraum entnimmt.

In Abbildung 6-23 sind für die einzelnen Varianten die gemessenen und berechneten Feuchtgänge für die Tiefen 10 und 20 cm aufgetragen.



**Abbildung 6-23: Gemessene und berechnete Bodenfeuchte in 10 (linke Seite) und 20 cm Tiefe (rechte Seite) bei unterschiedlichen Grundwasserständen**

Es zeigt sich, dass die Bodenfeuchtegehalte in 10 cm Tiefe im Vergleich zu denen in 20 cm Tiefe erheblich stärker schwanken. Diese Tatsache begründet sich mit der intensiveren Durchwurzelung im obersten Bereich des Profils. Die zum Ende der Beobachtungsperiode gelegentlich auftretenden Anstiege der Bodenfeuchte in 10 cm Tiefe sind auf Niederschlagsereignisse zurückzuführen. Zu diesen Terminen weichen bei der Variante „Grundwasserstand 20 cm“ die berechneten Feuchtgehalte der Tiefenstufe 10 cm stärker von den gemessenen ab, ein Hinweis dafür, dass im Modell die Infiltrationsrate überschätzt wird. Zu allen anderen Terminen sind in 10 cm Tiefe bei den drei Varianten nur geringfügige Unterschiede zwischen gemessenen und berechneten Wassergehalten zu verzeichnen.

Im Gegensatz dazu fallen bei der Variante „Grundwasserstand 40 cm“ die großen Differenzen zwischen berechneten und gemessenen Werten in 20 cm Tiefe auf. In Kapitel 5.3 wurde das Auftreten von Verdichtungsschichten im Rhinluch anhand des Verlaufs der Wasserretentionskurven nachgewiesen. Aus den Untersuchungen von SAUERBREY und Mitarbeiter (in WESSOLEK et al. 1999) ist bekannt, dass sich die Verdichtungsschichten über den Tiefenbereich von 10 bis 40 cm erstrecken und auf ca. 1/3 der landwirtschaftlich genutzten Moorfläche im Rhinluch vorkommen. Im Modell wird diese Verdichtung berücksichtigt. Die entsprechende Wasserretentionskurve weist im Vergleich zu denen der darüber und der darunter liegenden Schicht einen deutlich geringeren Anteil an Grobporen auf. Bei zwei der drei in Abbildung 6-23 für die Varianten dargestellten Bodenfeuchteverläufe der Tiefenstufe 20 cm zeigen sich dementsprechend während der Messperiode nur sehr geringe Bodenfeuchteänderungen. Aus den bei der Variante „Grundwasserstand 40 cm“ festgestellten Unterschieden zwischen den gemessenen und berechneten Bodenfeuchtegängen lässt sich aufgrund der im Feldexperiment beobachteten relativ starken Entwässerung im Tiefenbereich 20 cm hingegen ableiten, dass dort keine Verdichtung vorliegt. Auf die Menge des verdunstenden Wassers hat dies jedoch keinen Einfluss.

In Tabelle 6-5 sind die bei unterschiedlich eingestellten Grundwasserständen ermittelten realen Evapotranspirations- und Aufstiegswerte den Ergebnissen der Modellkalibrierung und -validierung gegenübergestellt.

**Tabelle 6-5: Evapotranspiration (ETI) und kapillarer Aufstieg ( $q_{\text{kapillar}}$ ) - gemessen und berechnet**

in Klammern Tagesdurchschnittswerte

Zeitraum	Grundwasserstand [cm]	gemessen [mm]		berechnet [mm]	
		ETI	$q_{\text{kapillar}}$	ETI	$q_{\text{kapillar}}$
17.7. – 24.9. 96	25	306 (4,4)	255 (3,6)	303 (4,3)	297 (4,2)
	30	308 (4,4)	235 (3,4)	313 (4,5)	246 (3,5)
29.7. – 16.9. 97	20	225 (4,6)	189 (3,9)	204 (4,2)	183 (3,7)
	40	226 (4,6)	163 (3,3)	211 (4,3)	105 (2,1)
	65	174 (3,6)	126 (2,6)	174 (3,6)	80 (1,6)

In den meisten Fällen sind die Abweichungen zwischen Beobachtungs- und Berechnungswerten gering. In einzelnen Bilanzierungszeiträumen finden sich jedoch größere Differenzen. Diese sind vor allem auf die Nichtberücksichtigung der Hysterese der Wasserretentionskurve und der Evaporation sowie auf die räumliche Diskretisierung im Modell zurückzuführen. Die beobachteten Unterschieden zwischen gemessenen und berechneten kapillaren Aufstiegsraten wurden weiter oben bereits diskutiert. Trotz alledem ist

festzuhalten, dass mit diesem Simulationsmodell die Dynamik des Wasserhaushaltes hinreichend genau beschrieben wird.

## 6.6 Zusammenfassung

Die neuentwickelten Grundwasser-Lysimeter gestatten

- die Feuchte- und Wasserspannungsverläufe im Boden,
- den kapillaren Wasseraufstieg und
- den Wasserverbrauch

in Niedermooren in Abhängigkeit vom Grundwasser-Flurabstand zu bestimmen.

Die Wasserspannungs- und Bodenfeuchtemessungen in der Zeit und der Tiefe zeigen:

- Die täglichen Wasserspannungsgänge folgen dem Sättigungsdefizit der Luft (und damit dem Verdunstungsgeschehen) phasenverschoben mit minimalen Werten am frühen Morgen und maximalen in den Abendstunden.
- Treten im Wurzelraum Wasserspannungswerte größer 500 hPa auf, koppelt sich der Gang der Wasserspannung im Wurzelraum allmählich vom Verdunstungsgeschehen ab. Die kapillare Leitfähigkeit im Oberboden ist jetzt zu gering, um das von den Wurzeln aufgenommene Wasser durch kapillare Nachlieferung zu ersetzen.
- Bei Grundwasserständen bis etwa 50 cm unter Flur entnehmen die Wurzeln das Wasser vor allem aus der Tiefe 0 bis 10 cm.
- Sinkt der Grundwasserstand weiter ab, entziehen die Pflanzen das Wasser auch aus dem Tiefenbereich 10 bis 20 cm.

Die Untersuchungen zum kapillaren Wasseraufstieg in Niedermooren erbrachten folgende Erkenntnisse:

- Bei Grundwasserständen bis zu 60 cm unter Flur wird auf den Erd-Niedermoor-Standorten der kapillare Wasseraufstieg aus dem Grundwasser im Wesentlichen durch den Verdunstungsanspruch der Atmosphäre gesteuert.
- Mit Hilfe der gemessenen hydraulischen Eigenschaften der Torfe konnte der kapillare Aufstieg in Niedermoorböden für Mehrschichtprofile kalkuliert werden. Dabei fand

sich eine relativ gute Übereinstimmung zwischen den beobachteten und berechneten kapillaren Aufstiegsraten.

- Aus den errechneten kapillaren Aufstiegsraten wurden für den Erd- und den Mulm-Niedermoor-Standort Grundwasserstände für eine optimale Wasserversorgung bei Grünlandnutzung abgeleitet.
- Werden die in der Kartieranleitung (AG BODEN 1994) für Einschichtprofile angegebenen kapillaren Aufstiegsraten auf die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet übertragen, führt das zu einer erheblichen Unterschätzung des pflanzenverfügbaren Wassers.

Der Einfluss der Bodenentwicklung, der Moormächtigkeit und der Substratentwicklung auf den kapillaren Aufstieg wurde in Abhängigkeit von der Grundwassertiefe geprüft:

- Unterschiede in der Stratigraphie und in der Pedogenese zeigen sich durch Unterschiede in der Intensität der kapillaren Nachlieferung aus dem Grundwasser. In Mehrschicht-Profilen ist bei Mulm-Standorten eine Verringerung der kapillaren Aufstiegsraten gegenüber den Erd-Niedermoor-Standorten zu verzeichnen.
- Der Einfluss des Anstehenden (Substrattyp) nimmt mit abnehmender Torfmächtigkeit zu. Der kapillare Aufstieg verringert sich von den mit Feinsand über die mit Kalkmudde und zu den mit Detritusmudde unterlagerten Torfen.

Die Untersuchungen zum Wasserverbrauch bei unterschiedlichen Grundwasserständen lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- In den Beobachtungszeiträumen wurden maximale Verdunstungswerte von bis zu 7 mm d<sup>-1</sup> ermittelt, durchschnittlich 3,6 bis 4,6 mm d<sup>-1</sup> je nach Grundwassertiefe. Bei geringen Grundwasser-Flurabständen wird ein Großteil der Verdunstung durch die kapillare Nachlieferung aus dem Grundwasser abgedeckt. Mit zunehmender Grundwassertiefe ist eine stärkere Beanspruchung des Bodenwasserspeichers zu beobachten.
- Bei geringen Grundwasser-Flurabständen weist der Standort eine negative Wasserbilanz auf. Um auch im Sommer hohe Grundwasserstände halten zu können, sind große Mengen an Zuschusswasser erforderlich.
- Für Rohrglanzgras (*Phalaris arundinacea* L.) findet sich bei uneingeschränkter Wasserverfügbarkeit ein Bestandswiderstandswert von 22 s m<sup>-1</sup>.
- Treten im Wurzelraum Wasserspannungswerte kleiner 20 hPa auf, ist eine Verminderung der Verdunstung zu beobachten. Überschreiten die Wasserspannungen im Wurzelraum den Wert von 70 hPa, verringert sich beim Rohrglanzgrasbestand bereits der Wasserverbrauch.

- Aus dem beobachteten Zusammenhang zwischen Wasserspannung und Verdunstung wurde ein Ansatz abgeleitet, mit dem der Bestandswiderstand in Abhängigkeit von der im Wurzelraum vorherrschenden Wasserspannung ermittelt werden kann.
- Mit Hilfe der gemessenen Evapotranspirationswerte und der bestimmten hydraulischen Parameter konnte ein Wasserhaushaltsmodell entwickelt und getestet werden, mit dem bei unterschiedlichen Grundwasserständen
  - die Wasserspannungs- und Bodenfeuchteverläufe in verschiedenen Tiefen,
  - die Evapotranspiration,
  - der kapillare Aufstieg bzw. die Versickerung und
  - auch Wasserspeicherungsänderungen

auf täglicher Basis aus den Klimadaten unter Berücksichtigung der Bestandesentwicklung berechnet werden können. Dabei fand sich überwiegend eine gute Übereinstimmung zwischen gemessenen und berechneten Verdunstungs- und Aufstiegsraten sowie den Wassergehalten.



## 7 Modellanwendung

### 7.1 Einführung

Der Einfluss der moor- und bodenbildenden Prozesse auf die Torfeigenschaften und deren Wirkung auf den Wassertransport wurde in den vorangegangenen Kapiteln dargestellt und diskutiert. Basierend auf den Felduntersuchungen konnte ein Wasserhaushaltsmodell entwickelt und getestet werden.

Dieses Kapitel beschäftigt sich mit praxisbezogenen Fragestellungen. Geprüft wird der Einfluss der Grundwassertiefe auf den Wasserverbrauch, die Torfmineralisierung, die Befahrbarkeit und die Ertragsentwicklung in Niedermooren.

Im zweiten Teil des Kapitels wird die nach meteorologischen Verfahren (Gras-Referenzverdunstung, Haude- und Turc-Wendling-Verfahren) berechnete potenzielle Verdunstung der realen Evapotranspiration gegenübergestellt. Aus dem Vergleich der monatlichen Verdunstungssummen werden Beziehungen zwischen der realen und der potenziellen Verdunstung durch Ermittlung von Bestandeskoeffizienten abgeleitet. Dadurch bietet sich die Möglichkeit, mit einfach anwendbaren Formeln den Wasserverbrauch in Niedermooren zu quantifizieren.

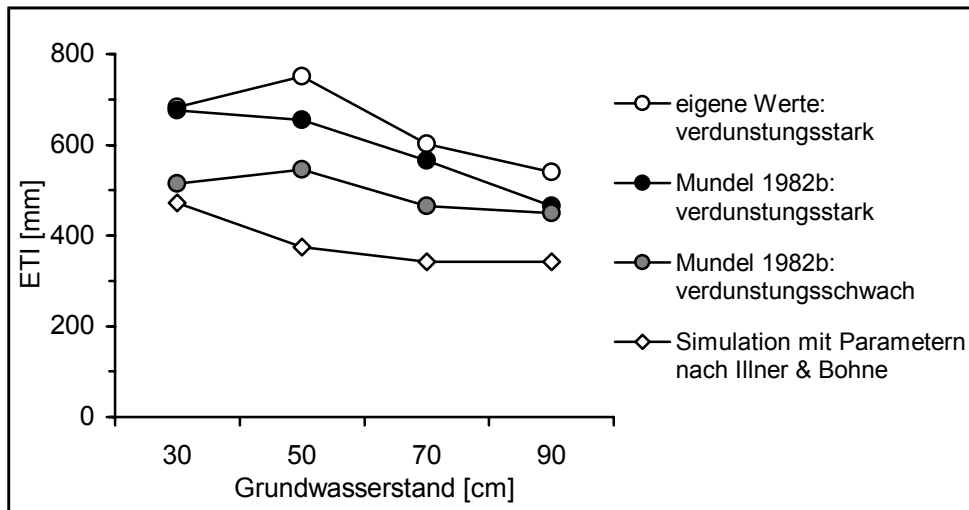
### 7.2 Grundwassertiefe und Wasserverbrauch

Mit dieser Problematik haben sich bei grundwasserbeeinflussten Böden eine Reihe von Autoren beschäftigt z.B. SCHENDEL (1968), FEDDES 1971, THIHATMER (1977), RENGER & STREBEL (1983) oder WESSOLEK et al. (1985) für Mineralböden und MUNDEL (1982b) oder WESSOLEK et al. 1999 für Moorböden. Des Weiteren gibt INGRAM (1983) in einer umfangreichen Literatursichtung einen Überblick zum Effekt der Grundwassertiefe auf die Evapotranspiration in Mooren. Für die meisten Autoren übt die Grundwassertiefe, die die Höhe des kapillaren Wasseraufstieges bestimmt (s. Kapitel 6.3), einen Einfluss auf die Verdunstungshöhe aus.

Abbildung 7-1 zeigt die eigenen Berechnungsergebnisse und die von MUNDEL (1982b) in verdunstungsstarken und –schwachen Jahren gemessene Verdunstung. Bei der zusätzlich eingezeichnete Kurve handelt es sich um die mit einem nicht vom Standort stammenden Bodenparametersatz berechnete Verdunstung.

Die Übereinstimmung zwischen den eigenen Werten und denen von MUNDEL (1982b) gemessenen ist in der verdunstungsstarken Vegetationsperiode gut. Nur bei der Grundwassertiefe 50 cm sind große Unterschiede zu verzeichnen. Während bei den Messdaten von MUNDEL (1982b) in verdunstungsstarken Jahren kaum Unterschiede im

Wasserverbrauch bei Grundwasserständen zwischen 30 und 50 cm unter Flur bestehen, wird bei den eigenen Werten ein Optimum bei der Grundwassertiefe 50 cm registriert. Bei der Grundwassertiefe von 30 cm ist die Verdunstung im Vergleich zu der bei 50 cm um etwa 10 % kleiner. Das begründet sich mit den geringen Luftkapazitäten. Nach Niederschlagsereignissen treten beim Erd-Niedermoor-Standort häufig Bodenfeuchten nahe Sättigung auf (Abbildung 7-2). In solchen Perioden wird die Verdunstung reduziert. Bei Grundwassertiefen größer 50 cm ist hingegen ein starker Abfall der Verdunstung infolge des verminderten kapillaren Aufstieges zu beobachten.



**Abbildung 7-1: Beziehung zwischen Grundwassertiefe und Evapotranspiration (ETI) bei Erd-Niedermooren (1.4.-30.9.)**

ILLNER & BOHNE = Bei dieser Simulation wurden die von ILLNER & BOHNE (1980) veröffentlichten hydraulischen Parameter genutzt, um die Evapotranspiration in verdunstungsstarken Jahren zu berechnen. Weitere Erklärungen dazu finden sich im Text.

In feuchten Jahren verläuft die von MUNDEL (1982b) für verdunstungsschwache Jahre angegebene Kurve infolge der geringeren Globalstrahlung und des geringeren Sättigungsdefizits auf einem deutlich niedrigeren Niveau. In solchen Jahren ist die Wasserversorgung der Pflanzen weniger abhängig vom kapillaren Aufstieg, wie die relativ geringen Unterschiede im Wasserverbrauch bei den verschiedenen Grundwassertiefen demonstrieren.

In Kapitel 5.4 wurde festgestellt, dass die im Rahmen der hier vorliegenden Studie untersuchten Torfe meist eine deutlich höhere ungesättigte Wasserleitfähigkeit aufweisen als die von anderen Autoren veröffentlichten Werte. Anhand von Modellrechnungen zum kapillaren Wasseraufstieg in Niedermooren konnte gezeigt werden, dass die für die beiden Standorte berechneten Aufstiegsraten um ein Vielfaches größer sind als die in der Kartieranleitung (AG BODEN 1994) angegebenen (Tabelle 6-1). Zu prüfen ist, inwieweit sich die von den anderen Autoren gefundenen geringeren hydraulischen Leitfähigkeiten bei der Berechnung der Verdunstung am Standort auswirken. Verwendet wurde dazu der von ILLNER & BOHNE (1980) veröffentlichte Datensatz. Die von ILLNER & BOHNE (1980) ermittelten

hydraulischen Leitfähigkeiten liegen im Bereich der Werte, mit denen die in der Kartieranleitung (AG BODEN 1994) aufgeführten Aufstiegsraten für Niedermoor torfe berechnet worden sind. Die Ergebnisse der Simulationsrechnung sind in Abbildung 7-1 eingezeichnet. Die mit dem von ILLNER & BOHNE (1980) veröffentlichten Datensatz berechnete Evapotranspiration fällt deutlich geringer aus als die mit den eigens am Standort erhobenen Bodenparametern berechnete Verdunstung. Bedingt durch die um mehr als eine Zehnerpotenz geringeren hydraulischen Leitfähigkeiten bei der Variante „I & B“ (s. Tabelle 5-2 u. Tabelle 5-3) und dem daraus resultierenden verminderten kapillaren Aufstieg trocknet das Bodenprofil auch bei hohen Grundwasserständen ungleich stärker aus als bei der Variante „Eigene Werte“. Das hat zur Folge, dass im Modell die Verdunstung auch schon bei geringen Grundwasser-Flurabständen reduziert wird. Das Beispiel verdeutlicht, dass es bei der Simulation des Wasserhaushaltes unerlässlich ist, Kenntnis über die bodenhydraulischen Eigenschaften des jeweiligen Standortes zu besitzen.

Ausgehend von den Lysimeterexperimenten veröffentlicht MUNDEL (1982a) für unterschiedliche Grundwasserstände verschiedener Messjahre Regressionsgleichungen, mit denen die tägliche Verdunstung aus dem täglichen Sättigungsdefizit um 14.00 Uhr berechnet werden kann. In Tabelle 7-1 sind für das Sommerhalbjahr 1997 die Ergebnisse der Simulation den Berechnungsergebnissen nach dem Regressionsansatz von MUNDEL (1982a) gegenübergestellt. Verwendet wurden Regressionsgleichungen dreier, laut MUNDEL (1982b) verdunstungsstarker Jahre.

**Tabelle 7-1: Wasserverbrauch (in mm) nach den Regressionsgleichungen von MUNDEL (1982a) im Vergleich zu den Ergebnissen der Simulation (1.4. - 30.9.1997)**

Bei den Regressionsgleichungen wurden die für drei verdunstungsstarke Jahre angegebenen Beziehungen verwendet und Mittelwerte gebildet. In den Klammern sind die jeweiligen Standardabweichungen angegeben.

	30 cm	50 cm	70 cm	90 cm
Gley- und Niedermoorböden, Nach Mundel	651 (56)	653 (64)	410 (86)	233 (99)
Erd-Niedermoor, Eigene Werte	720	770	610	550

Im Vergleich zu den eigenen Ergebnissen wird mit dem Ansatz nach MUNDEL (1982a) die Verdunstung mit zunehmender Grundwassertiefe immer stärker unterschätzt, gleichzeitig erhöht sich auch die Streuung der berechneten Werte. Dies ist nicht verwunderlich, da nur bei hohen Grundwasserständen die Verdunstung vor allem von den meteorologischen Bedingungen abhängt. Bei tieferen Grundwasserständen tritt in grundwassernahen Böden der Einfluss der Witterung zurück; dann spielen die Bodeneigenschaften (hydraulische Leitfähigkeit, kapillarer Wasseraufstieg) eine wichtige Rolle beim Wasserverbrauch. Dieser Sachverhalt wird bei den von MUNDEL (1982a) veröffentlichten Regressionsgleichungen jedoch nicht berücksichtigt. Insofern verdeutlichen die in Tabelle 7-1 aufgeführten Ergebnisse den Vorteil des in dieser Arbeit zur Quantifizierung der Verdunstung verwendeten, auf physikalischen Prinzipien beruhenden Ansatzes.

Den Einfluss der Bodenentwicklung in Niedermooren auf die Höhe des Wasserverbrauches und der kapillaren Nachlieferung zeigt Tabelle 7-2. Bei Grundwasserständen von 30 cm und größer als 50 cm unter Flur ergeben sich zwischen den beiden Bodentypen große Unterschiede im Wasserverbrauch. Bei geringen Grundwasserständen übt die Belüftung der Wurzelzone einen entscheidenden Einfluss auf die Höhe des Wasserverbrauchs aus. Bei geringen Luftkapazitäten und hohen Grundwasserständen kann sich nach Niederschlagsereignissen kurzfristig Staunässe ausbilden, wie der Verlauf der Wasserspannung auf dem Erd-Niedermoor zeigt (s. Abbildung 7-2). In diesen Perioden verringert sich beim Erd-Niedermoor die Evapotranspiration im Vergleich zum Mulm-Niedermoor sehr stark. Infolge der sehr hohen hydraulischen Leitfähigkeit im Bereich nahe Sättigung wird beim vermulmten Torf bei einer Grundwassertiefe von 30 cm der größte Teil des aus dem Wurzelraum verdunstenden Wassers durch kapillare Nachlieferung aus dem Grundwasser ersetzt. Das hat zur Folge, dass im Verlauf der Vegetationsperiode die Wasserspannung im Wurzelraum trotz hohen Verdunstungsanspruchs der Atmosphäre praktisch nicht oszilliert (Abbildung 7-2). Im Gegensatz dazu unterliegt der Gang der Wasserspannung im Erd-Niedermoor größeren Schwankungen.

Bei Grundwasserständen von etwa 50 cm unter Flur bestehen hinsichtlich der Verdunstung zwischen dem vererdeten und dem vermulmten Niedermoor keine Unterschiede. Die Menge des verdunstenden Wassers hängt bei dieser Grundwassertiefe vor allem von der Witterung ab.

**Tabelle 7-2: Beziehung zwischen Grundwassertiefe, Evapotranspiration, kapillarem Aufstieg und Bodenentwicklung (1.4. - 30.9.)**

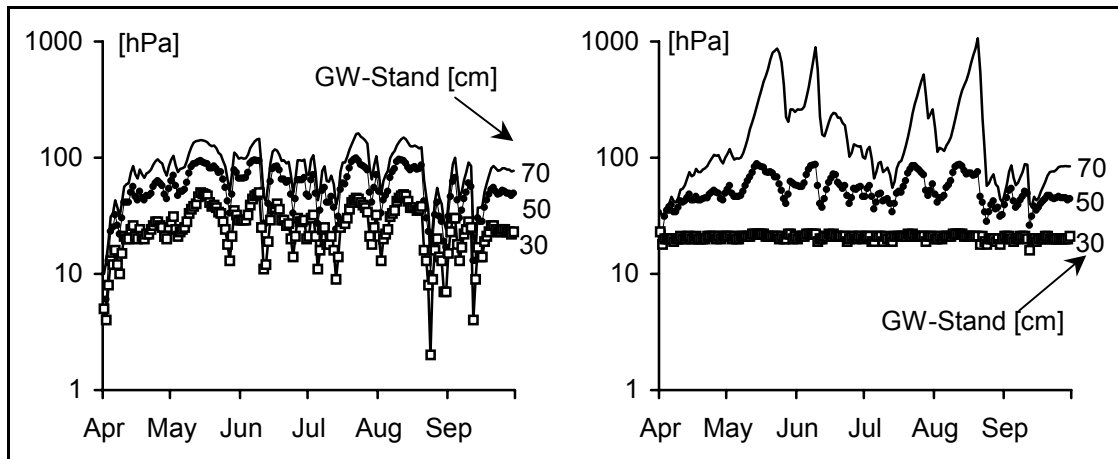
Vegetation: Rohrglanzgras, Mittelwerte 1996 – 98

		Grundwassertiefe [cm]			
		30	50	70	90
<b>Erd-Niedermoor</b>	<b>ETI [mm]</b>	680	750	600	540
	<b>q kapillar [mm]</b>	410	380	305	260
<b>Mulm-Niedermoor</b>	<b>ETI [mm]</b>	800	760	500	370
	<b>q kapillar [mm]</b>	770	340	220	170

Bei Grundwassertiefen von 70 cm finden sich deutliche Differenzen im Wasserverbrauch bei den unterschiedlichen Moorbodentypen. Beim Erd-Niedermoor verdunsten 600 mm in der Vegetationsperiode, beim Mulm-Niedermoor nur noch 500 mm. Bei weiterer Grundwasserabsenkung verschärfen sich diese Unterschiede noch. Diese Tatsache hängt mit den unterschiedlichen bodenhydraulischen Eigenschaften der Substrate und den daraus resultierenden Unterschieden in der kapillaren Wassernachlieferung zusammen (s. auch Abbildung 6-11). Mit steigendem Grundwasserstand weisen beide Standorte eine zunehmend negative Wasserbilanz auf. Um im Sommer einen Grundwasserstand von 50 cm unter Flur halten zu können, sind etwa 340 bis 380 mm Zuschusswasser erforderlich.

Dass beim Mulm-Niedermoor der kapillare Wasseraufstieg aus dem Grundwasser bei tieferen Grundwasserständen nicht mehr ausreicht, um von den Pflanzen aus dem Wurzelraum

aufgenommenes Wasser zu ersetzen, verdeutlichen die für verschiedene Grundwasserstände berechneten Wasserspannungsverläufe in 10 cm Tiefe (Abbildung 7-2). Während bei einer Grundwassertiefe von 50 cm zwischen den Bodentypen nur geringfügige Unterschiede im Wasserspannungsverlauf zu beobachten sind, bewirkt die Grundwasserabsenkung von 50 auf 70 cm im Mulmprofil einen drastischen Anstieg der Wasserspannung. In Trockenperioden treten in 10 cm Tiefe teilweise Wasserspannungswerte von 1000 hPa und mehr auf. Anders sieht es beim Erd-Niedermoor aus. Dort überschreitet die Wasserspannung in 10 cm Tiefe selbst in hochsommerlichen Perioden ohne Niederschlag nur gelegentlich die Marke von 150 hPa.



**Abbildung 7-2: Berechnete Wasserspannungsverläufe der Tiefe 10 cm im Erd- (links) und Mulm-Niedermoorprofil (rechts) bei 30, 50 und 70 cm Grundwasserstand**

Grundwasserabsenkungen bewirken je nach Moorbodentyp eine unterschiedliche Intensität der Torfbelüftung. Im nächsten Kapitel wird untersucht, welchen Einfluss die Grundwassertiefe auf die Torfmineralisation und Stofffreisetzung ausübt.

### 7.3 Grundwassertiefe und Torfmineralisation

Beim Abbau der organischen Bodensubstanz entsteht als Endprodukt der aeroben Atmungsaktivität aller Bodenorganismen Kohlendioxid. Die dabei freigesetzte Menge an Kohlendioxid wird häufig als ein Maß für die Intensität der Torfmineralisation angesehen. Einen großen Einfluss auf die  $\text{CO}_2$ -Freisetzung und damit auf die Torfmineralisation üben die Bodentemperatur und auch die Bodenfeuchte aus (z.B. MUNDEL 1976, FIEDLER et al. 1998, SIEWERT & ESCHNER in WESSOLEK et al. 1999 oder MEYER 1999). Steigende Bodentemperaturen erhöhen die Kohlendioxidfreisetzung, sehr hohe und sehr geringe Bodenfeuchtegehalte im Oberboden hingegen hemmen diese.

An Torfen des Rhinluchs führten SIEWERT & ESCHNER (in WESSOLEK et al. 1999) im Labor Bodenatmungsmessungen bei verschiedenen Temperatur- und Wasserspannungsstufen durch. Aus den Ergebnissen der Inkubationsexperimente wurden  $\text{CO}_2$ -Produktionsfunktionen abgeleitet, die die Kohlendioxid-Freisetzungsraten in Abhängigkeit von der Bodentemperatur

und –feuchte beschreiben. In Tabelle 7-3 findet sich eine Auswahl der so ermittelten Funktionen.

**Tabelle 7-3: CO<sub>2</sub>-Produktionsfunktionen für vererdete und vermulmte Torfe des Rhinluchs**

aus SIEWERT & ESCHNER in WESSOLEK et al. 1999

$$Z = \text{CO}_2 \text{ [mg d}^{-1} \text{ 90 cm}^{-3}\text{]}, x = \log(\Psi) \text{ [hPa]}, y = \text{Bodentemperatur [}^\circ\text{C]}$$

Horizont	Substrat	Bestimmtheitsmaß	CO <sub>2</sub> -Produktionsfunktion
nHv	Hav	0,87	$Z = 2,243 + 0,648x - 0,241y - 0,52x^2 + 0,088xy + 0,011y^2$
nHm	Ham	0,92	$Z = 3,716 + 0,645x - 0,459y - 0,6x^2 + 0,073xy + 0,022y^2$

Um den Einfluss verschiedener Grundwasserstände auf die Torfmineralisierung zu prüfen, wurden mit Hilfe der CO<sub>2</sub>-Produktionsfunktionen die Kohlendioxid-Freisetzungsraten auf dem Erd-Niedermoor und dem Mulm-Standort von WESSOLEK et al. 1990 berechnet (Tabelle 7-4).

**Tabelle 7-4: CO<sub>2</sub>-C-Freisetzung bei unterschiedlich entwickelten Moorböden als Funktion des Grundwasserstandes (aus WESSOLEK et al. 1999)**

CO<sub>2</sub>-C-Freisetzung in kg ha<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup>, Moormächtigkeit > 8 dm

Grundwassertiefe	30 cm	60 cm	90 cm
Erd-Niedermoor	3100	5200	7300
Mulm-Niedermoor	2300	3500	4100

Mit zunehmender Grundwassertiefe erhöht sich auf beiden Standorten die C-Freisetzung. Steht das Grundwasser 90 cm unter Flur an, sind auf dem Erd-Niedermoor C-Freisetzungsraten von 7300 kg ha<sup>-1</sup> a<sup>-1</sup> zu verzeichnen. Wird der Grundwasserstand 30 cm unter Flur gehalten, kann die Torfmineralisation beim Erd-Niedermoor-Standort im Vergleich zur Grundwassertiefe 90 cm um den Faktor 2,5 gedrosselt werden. Gegenüber dem Erd-Niedermoor finden sich insbesondere bei tiefen Grundwasserständen deutlich geringere C-Freisetzungsraten. Der in Tabelle 7-4 dargestellte Sachverhalt verdeutlicht, dass neben der Qualität der organischen Substanz auch die bodenphysikalischen Eigenschaften der Torfe und die Dynamik des Wasserhaushaltes eine wichtige Rolle bei der Torfmineralisation spielen. Bei tieferen Grundwasserständen trocknet der Mulm-Standort im Oberboden infolge der geringeren kapillaren Nachlieferung erheblich stärker aus als der Erd-Niedermoor-Standort (Abbildung 6-11/ Abbildung 7-2). Die Folge ist eine deutlichere Minderung der C-Freisetzung beim vermulmten Moor im Vergleich zum vererdeten bei tiefen Grundwasserständen.

## 7.4 Grundwassertiefe und Befahrbarkeit

Die Tragfähigkeit der landwirtschaftlich genutzten Niedermoore wird durch die Nutzung, die Bodentypen, die Vegetationsart und –dichte sowie die Bodenfeuchte im Oberboden beeinflusst (SCHMIDT et al. 1981). Für die Bearbeitung von Niedermoorgrünland im Rahmen einer niedermoorschonenden Nutzung sind ganzjährig hohe Grundwasser-Flurabstände anzustreben. Hohe Bodenfeuchten im Oberboden wirken sich jedoch auf die Tragfähigkeit und damit die Bearbeitbarkeit aus. Nach PROCHNOW & ZEITZ (1999) führt das Befahren von Niedermoor-Standorten bei hohen Grundwasserständen zu einer mechanischen Belastung, die bei Überschreiten kritischer Werte anhaltende Schäden wie Zerstörung der Grasnarbe und Verdichtungen im Ober- und Unterboden verursacht.

Aus Untersuchungen zur Befahrbarkeit von landwirtschaftlich genutzten Niedermooren (z.B. SCHMIDT et al. 1981, KNIEPER sowie KRASCHINSKI et al. 1999) wurden Tragfähigkeits- und Belastungsklassen für verschiedene Boden- und Biotoptypen sowie Feuchtstufen intensiv und extensiv genutzter Standorte abgeleitet. Tabelle 7-5 gibt Tragfähigkeiten auf degradiertem Niedermoorgrünland bei verschiedenen Bodenfeuchtestufen an. Mit steigender Bodenfeuchte im Oberboden verringert sich bei den einzelnen Biotoptypen (Ausnahme: Großseggenwiese) die Tragfähigkeit. Die beobachtbaren Unterschiede in der Tragfähigkeit bei den Grünlandbiotopen erklären sich nach KRASCHINSKI et al. 1999 mit der verschiedenartigen Durchwurzelung.

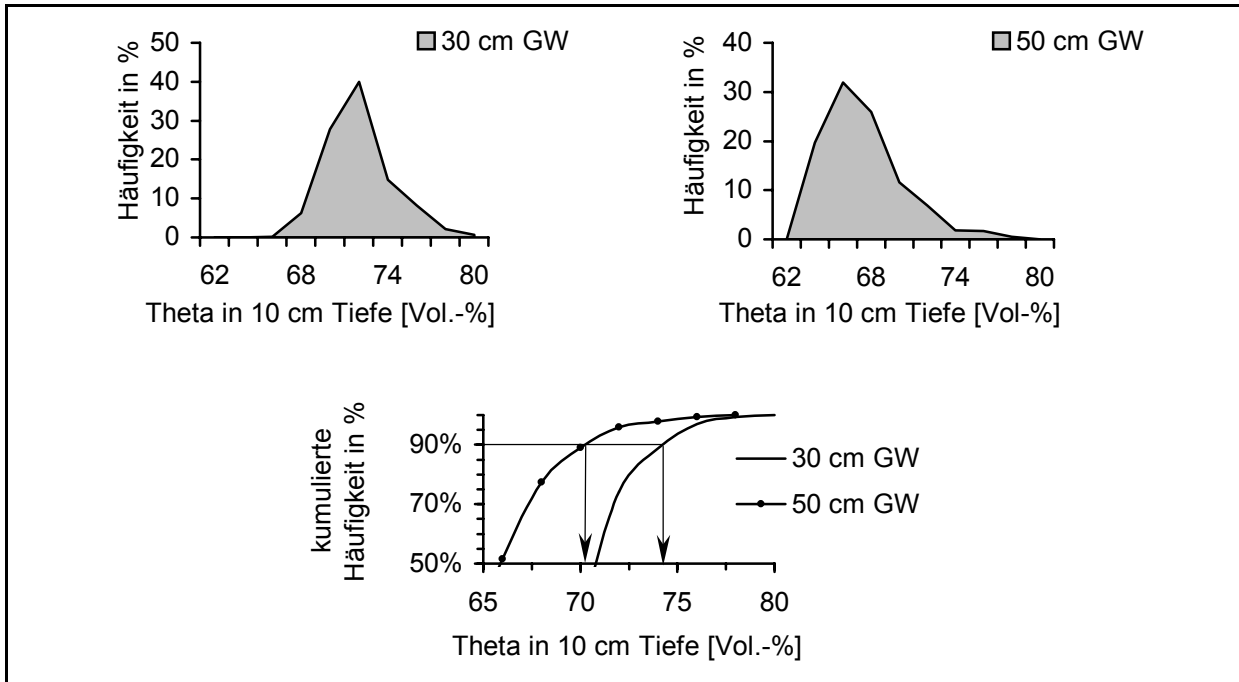
**Tabelle 7-5: Tragfähigkeiten auf degradiertem Niedermoorgrünland**

Nicht anwendbar bei Sanddeckkulturen und aufgelassenen Torfstichen mit direkt unter der Grasnarbe anstehenden Mudden (KRASCHINSKI et al. 1999)

Biotoptyp	Flutrasen	Arme Feuchtwiesen	Reiche Feuchtwiesen	Frischwiesen/ Rohrglanzgrasröhrichte	Großseggenwiesen
Bodenfeuchte im Oberboden in Vol.-%	Tragfähigkeitsklasse bei mittlerer Bewuchsdichte				
≤ 60	mittel	hoch	hoch	sehr hoch	sehr hoch
> 60 ... 70	gering	mittel	hoch	sehr hoch	sehr hoch
> 70 ... 80	sehr gering	gering	mittel	hoch	sehr hoch
> 80	sehr gering	gering	gering	mittel	sehr hoch

Aus den Simulationsrechnungen zum Wasserhaushalt und den in Tabelle 7-5 angegebenen Tragfähigkeiten lassen sich für den Erd- und den Mulm-Niedermoor-Standort Mindestgrundwasser-Flurabstände bezüglich der Befahrbarkeit ableiten. Dazu wurden die mit dem Modell für die Vegetationsperioden 1996, 97 und 98 auf täglicher Basis berechneten Bodenfeuchtegehalte in 10 cm einer Häufigkeitsanalyse unterzogen. Verwendung fanden die für die Varianten „30 cm Grundwassertiefe“ und „50 cm Grundwassertiefe“ ermittelten Werte.

Abbildung 7-3 verdeutlicht, dass beim Erd-Niedermoor-Standort bei einer Grundwassertiefe von 30 cm 90 % aller in 10 cm Tiefe ermittelten Bodenfeuchtegehalte Werte von weniger als 74 Vol.-% aufweisen. Bei einer Grundwassertiefe von 50 cm unter Flur treten bei 90 % der Werte Bodenfeuchtegehalte kleiner 70 Vol.-% in 10 cm Tiefe auf. Die Feuchtverteilung folgt bei beiden Grundwasservarianten annähernd einer Normalverteilung. Zu einzelnen Terminen werden im Oberboden nach starken Niederschlagsereignissen sowohl bei der Variante „30 cm Grundwasserstand“ als bei der Variante „50 cm Grundwasserstand“ Wassergehalte nahe Sättigung erreicht.



**Abbildung 7-3: Kumulierte und relative prozentuale Häufigkeit von Tageswerten der in 10 cm Tiefe auftretenden Bodenfeuchtegehalte bei 30 und 50 cm Grundwassertiefe (Vegetationsperioden 1996-98)**

GW = Grundwassertiefe, Erd-Niedermoor-Standort, Vegetation Rohrglanzgras

Aus dem in Abbildung 7-3 dargestellten Sachverhalt ist für den Erd-Niedermoor-Standort bei mittlerer Bewuchsdichte ein Mindestgrundwasser-Flurabstand von 40 cm zu empfehlen. Bei dieser Grundwassertiefe sollten überwiegend sehr hohe Tragfähigkeiten auftreten.

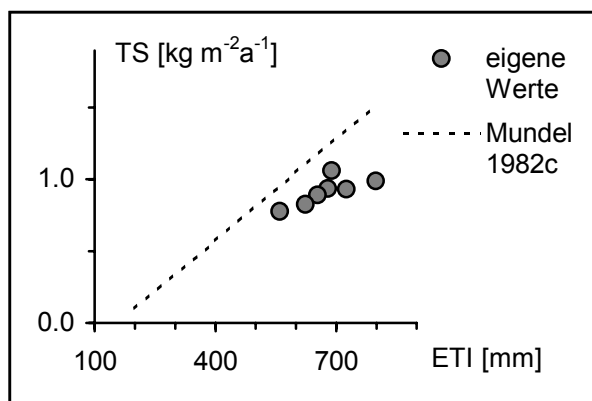
Beim Mulm-Standort wurden bei einer Grundwassertiefe von 30 cm unter Flur während der Vegetationsperioden 1996-98 im Oberboden zu keinem Zeitpunkt Wassergehalte größer als 70 Vol.-% ermittelt (hier nicht dargestellt). Als einzuhaltender Mindestgrundwasserstand bei mittlerer Bewuchsdichte genügen deshalb 30 cm unter Flur.



## 7.5 Wasserverbrauch und Ertrag

Für die einzelnen Lysimeter mit den unterschiedlich eingestellten Grundwasserständen wurde der Wasserverbrauch in den Vegetationsperioden 1996 bis 98 berechnet und in Beziehung zum erzielten Ertrag gesetzt (Abbildung 7-4).

Zu erkennen ist, dass sich mit steigendem Ertrag der Wasserverbrauch erhöht. Gegenüber den von MUNDEL (1982c) für Rohrglanzgras veröffentlichten Angaben sind die eigenen Werte höher. Zu beachten ist aber, dass die Lysimeter eine Grundfläche kleiner  $1 \text{ m}^2$  besitzen. Der Evapotranspirationskoeffizient<sup>1</sup> beträgt im Mittel der Jahre 740 l je kg Trockensubstanz. SCHALITZ et al. 1996 ermitteln bei Rohrglanzgras mit 957 l je kg Trockensubstanz deutlich höhere Werte. Statistisch zu sichernde Beziehungen zwischen Grundwassertiefe und Ertrag wurden im Messbereich (30 bis 60 cm Grundwasserstand) nicht gefunden. Dieser Befund deckt sich im Wesentlichen mit den Erkenntnissen der Moorversuchstation Paulinenaue (z.B. MUNDEL 1982c oder BEHRENDT et al. 1996) oder denen von ESCHNER & SAUERBREY (1999).



**Abbildung 7-4: Trockensubstanzertrag (TS) und Evapotranspiration (ETI) bei verschiedenen Grundwasserständen (Vegetationsperioden 1996-98)**

Lysimeterexperimente, Erd-Niedermoor, Vegetation Rohrglanzgras (2-Schnitt-Mahd),  $n = 7$

## 7.6 Einfache Ansätze zur Schätzung der realen Evapotranspiration

Die vorliegende Arbeit verdeutlicht, dass die experimentelle Erfassung der Verdunstung mit großem Aufwand verbunden ist. Um den Anforderungen der Praxis zu entsprechen, wurden zur Berechnung der Verdunstung verschiedenste Ansätze entwickelt. Zum Teil sind diese physikalisch abgeleitet, wie das Verfahren nach Penman-Monteith, oder sie beruhen auf Empirie (z.B. Verfahren nach Haude). Die nach diesen Verfahren berechnete Verdunstung wird als potenzielle Verdunstung bezeichnet.

<sup>1</sup> Entspricht der Wassermenge (einschließlich Evaporation und Interzeption) die benötigt wird, um 1 kg Trockensubstanz zu produzieren.

Die regional entwickelten empirischen Schätzverfahren benötigen als Eingangsparameter häufig nur zwei meteorologische Größen, z.B. die Lufttemperatur und Luftfeuchte oder Lufttemperatur und Sonnenscheindauer. Deshalb haben sie eine große Verbreitung gefunden. In Westdeutschland wird das empirische Verfahren nach HAUDE (1955) sehr oft angewendet. Dieses eignet sich besonders zur Berechnung von Monatssummen der potenziellen Verdunstung. Die Verdunstung nach Haude ergibt sich aus dem Sättigungsdefizit um 14.30 Uhr und einem monatspezifischen Faktor  $f_T$ :

$$ET_{\text{Haude}} = f_T \times (e_s(T) - e)_{14.30\text{Uhr}} \leq 7 \text{ mm d}^{-1} \quad 7-1$$

Tabelle 7-6: Haude-Faktoren zur Verdunstungsberechnung für Gras (DVWK 1996)

	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP	OKT BIS MRZ
$f_T$	0,29	0,29	0,28	0,26	0,25	0,23	0,22

In Ostdeutschland hingegen wird häufig das Verfahren von TURC (1961) verwendet. WENDLING et al. 1991 modifizieren dieses nach

$$ET_{\text{Tu-We}} = \frac{(R_G + 93 \cdot f_K) \times (T + 22)}{150 \times (T + 123)} \quad 7-2$$

mit der Globalstrahlung in  $\text{J cm}^{-2}$  und  $f_K$  als Küstenfaktor (im Küstenbereich von 50 km Breite als Mittelwert  $f_K = 0,6$  sonst  $f_K = 1,0$ ).

Die verschiedenen Verfahren zur Berechnung der potenziellen Verdunstung liefern z.T. jedoch voneinander abweichende Ergebnisse (s. z.B. SPONAGEL 1980 oder DVWK 1996). Aus diesem Grund führten ALLEN et al. 1994 auf der Grundlage der Penman-Monteith-Gleichung die Gras-Referenzverdunstung  $ET_0$  ein, die die reale Verdunstung einer 12 cm hohen Grasdecke bei einem Bestandswiderstand  $r_c$  von  $70 \text{ s m}^{-1}$  beschreibt. Die Gras-Referenzverdunstung gilt für Bedingungen ohne Wasserstress. Sie ist unabhängig von den Pflanzen- und Bodeneigenschaften. WENDLING (1995) vereinfacht die von ALLEN et al. 1994 definierte Gras-Referenzverdunstung, indem zur Berechnung in Tagesschritten ( $t = 24 \text{ h}$ , zu den anderen Symbolen s. Kap. 6.1) übergegangen wird:

$$ET_0 = g(T, v) \times \left( R_W + f(T) \cdot t \cdot v_2 \cdot \left( 1 - \frac{U}{100} \right) \right) \quad 7-3$$

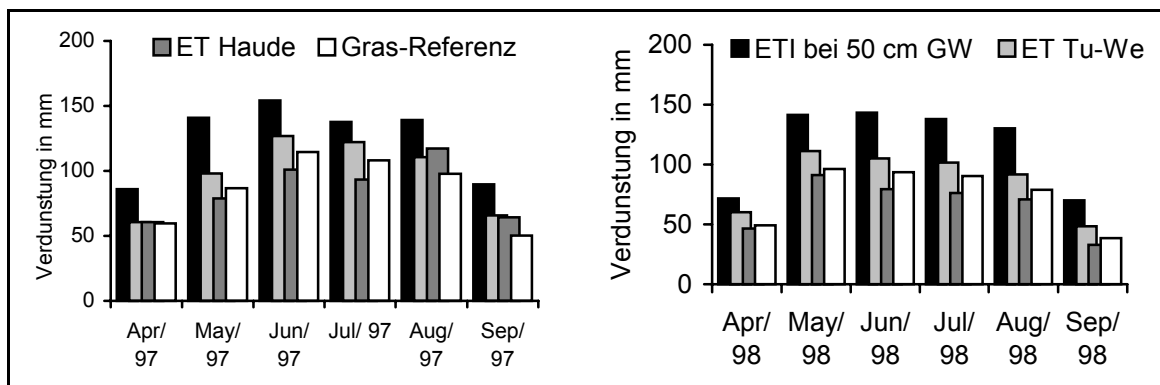
$$\text{mit } f(T) = \frac{e_s(T)}{s} \times \frac{\gamma \cdot 3,75}{(T + 273)} \quad \text{und} \quad g(T, v) = \frac{s}{s + \gamma(1 + 0,34 \cdot v_2)}$$

$R_w$  = Wasseräquivalent der Nettostrahlung,  $a$  = Albedo der Grasfläche (0,23)

$$R_W = (1 - a) \cdot \frac{R_G}{L} \cdot 0,2 \cdot 10^{-8} \cdot (T + 273)^4 \cdot (0,1 + 0,9 \cdot \frac{S}{S_0}) \cdot (0,34 - 0,44 \cdot \sqrt{e})$$

In Abbildung 7-5 sind die nach den o.g. Verdunstungsverfahren berechneten Monatssummen den Werten der realen Verdunstung gegenübergestellt.

Je nach Monat unterschätzen die jeweiligen Berechnungsverfahren die bei optimalen Bedingungen (unbegrenzter Wasserverfügbarkeit, ausreichende Belüftung) ermittelte reale Evapotranspiration um bis zu 40 %. Die geringsten Unterschiede zwischen der realen Verdunstung und der potenziellen weist das Verfahren nach Turc-Wendling auf.



**Abbildung 7-5: Monatssummen der Verdunstung nach Haude (ET<sub>Haude</sub>), nach Turc-Wendling (ET<sub>Tu-We</sub>) und Gras-Referenzverdunstung im Vergleich zur realen Evapotranspiration bei einer Grundwassertiefe von 50 cm**

Vegetation Rohrglanzgras, 2-Schnitt-Mahd

Die Gras-Referenzverdunstung wird wie die meisten anderen Berechnungsverfahren auf eine niedrige Grasdecke bezogen. Landwirtschaftliche Kulturen weisen dagegen im Jahresverlauf eine stark variierende Bedeckung auf. Um diesen Sachverhalt zu berücksichtigen, wurden pflanzenspezifische Monatskoeffizienten  $k_c$  eingeführt. Mit den realen Verdunstungswerten bei optimalen Bedingungen lassen sich erstmals für Rohrglanzgras die monatspezifischen Bestandeskoeffizienten bestimmen (Tabelle 7-7). Die pflanzenspezifischen Monatskoeffizienten errechnen sich nach:

$$k_c = \frac{ETI_{real}}{ET_0} \tag{7-4}$$

mit  $ETI_{real} = ETI$  bei optimalen Bedingungen (ETI bei GW-Stand 50 cm).

Das Produkt aus Gras-Referenzverdunstung und monatspezifischem Bestandeskoeffizienten ergibt Monatswerte der Bestandesverdunstung.

**Tabelle 7-7: Monatliche Bestandeskoeffizienten für Rohrglanzgras**

$ET_B = k_c \cdot ET_0$ , 2-Schnitt-Mahd, erste Ernte Ende Juni/ Anfang Juli

	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP
<b>Bestandeskoeffizient für Rohrglanzgras</b>						
$k_c$	1,40	1,60	1,45	1,40	1,55	1,90

Tabelle 7-8: Unterschiede zwischen realer Verdunstung und Bestandesverdunstung  $ET_B$ 

	APR	MAI	JUN	JUL	AUG	SEP
<b>Abweichung zwischen <math>ET_I</math> real und <math>ET_B</math> in % und mm</b>						
<b>1996</b>	-3 %	13 %	-3 %	10 %	1 %	10 %
	-2 mm	18 mm	-4 mm	14 mm	1 mm	11 mm
<b>1997</b>	3 %	2 %	-8 %	-10 %	-9 %	-7 %
	2 mm	2 mm	-12 mm	-14 mm	-12 mm	-6 mm
<b>1998</b>	3 %	-9 %	5 %	8 %	6 %	-4 %
	2 mm	-13 mm	8 mm	12 mm	8 mm	-3 mm

Für die einzelnen Monate der Vegetationsperioden 1996 bis 98 finden sich dabei sehr ähnliche Bestandeskoeffizienten, wie die geringen prozentualen Abweichungen zwischen Bestandesverdunstung und realer Verdunstung verdeutlichen (Tabelle 7-8). Über die gesamte Vegetationsperiode der Jahre 1996 bis 98 unterscheiden sich die Bestandesverdunstung und die reale Verdunstung (bei 50 cm Grundwasserstand) jeweils um 2 bis 5 %. Dies ist im Vergleich zu dem von MUNDEL 1982c vorgeschlagenen Regressionsansatz eine erhebliche Verbesserung (s. Tabelle 7-1).

Die ermittelten Bestandeskoeffizienten ermöglichen in Verbindung mit der Gras-Referenzverdunstung die Berechnung von Monatswerten der realen Verdunstung in Niedermooren bei optimalen Bedingungen. Die Übereinstimmung zwischen Werten der realen Verdunstung und der Bestandesverdunstung ist zufriedenstellend (Tabelle 7-8). Für gewisse Fragestellungen, z.B. Berechnungsbedürftigkeit sind aber Angaben zur Verdunstung in höherer zeitlicher Auflösung erforderlich.

In Abbildung 7-6 sind deshalb die Dekadenwerte der realen Verdunstung denen der Bestandesverdunstung gegenübergestellt.

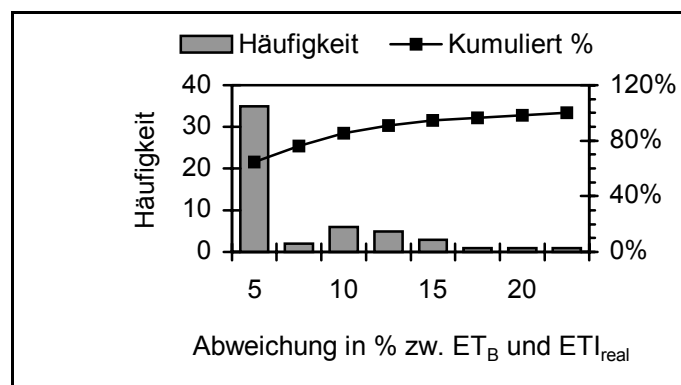


Abbildung 7-6: Vergleich zwischen realer Verdunstung und Bestandesverdunstung

Dekadenwerte,  $ET_I$  real = Verdunstung bei optimalen Bedingungen, Vegetation Rohrglanzgras,  $n = 54$

Die kumulativen Summen der Verdunstungsgrößen  $ET_{I_{real}}$  und  $ET_B$  gruppieren sich relativ eng um die eingezeichnete 1:1-Linie. Aus der Häufigkeitsverteilung der prozentualen

Abweichung ist zu sehen, dass 65 % der Werte Fehler kleiner 5 % und fast 90 % aller Werte Fehler kleiner 10 % im Bezug zur realen Verdunstung aufweisen. Folglich eignet sich das Verfahren auch zur Schätzung der realen Verdunstung eines optimal versorgten Rohrglanzgrasbestandes in zeitlich höherer Auflösung.

Bei der Berechnung der Gras-Referenzverdunstung sind eine Reihe von meteorologischen Eingangsparametern erforderlich. Die einfachen Verfahren nach Haude oder Turc-Wendling benötigen zur Berechnung hingegen jeweils nur zwei Witterungsparameter, die Lufttemperatur und –feuchte bzw. die Globalstrahlung<sup>1</sup> und die Lufttemperatur. Diese Größen werden seit Jahrzehnten an vielen Standorten erhoben. Ein weiterer Vorteil der beiden Verfahren ist der geringe Rechenaufwand. Deshalb wurde der Versuch unternommen, diese beiden empirischen Ansätze an die Bedingungen des Niedermoor-Standortes anzupassen, indem die Monatsummen der beiden Berechnungsvorschriften in Beziehung zu den Monatswerten der realen Verdunstung gebracht wurden. Ziel war es, nach bei dem in Gleichung 7-4 dargelegten Vorgehen Korrekturfaktoren abzuleiten. Dies erwies sich aber als nicht praktikabel. Die nach der Modelleichung durchgeführte Überprüfung erbrachte in einzelnen Monaten Abweichungen zur realen Verdunstung von mehr als 20 %.

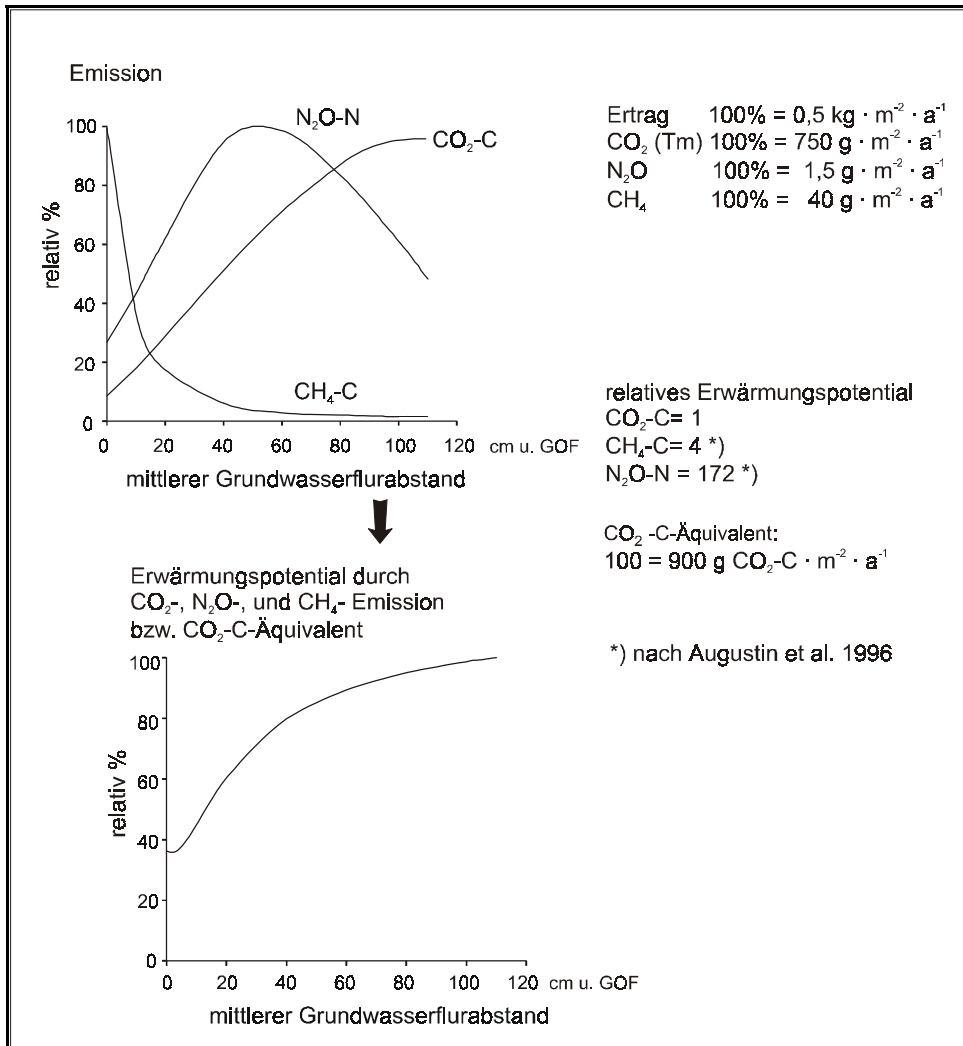
Als wesentlich bleibt festzuhalten, dass sich mit den erstmals für Rohrglanzgras ermittelten Bestandeskoeffizienten und unter Verwendung der Gras-Referenzverdunstung der Wasserverbrauch in nordostdeutschen Niedermooren mit Daten von Klimastationen berechnen lässt. Gezeigt wurde, dass sich dieses Verfahren nicht nur zur Berechnung von Monatswerten sondern auch zur Ermittlung von Dekadenwerten der Verdunstung eignet.

---

<sup>1</sup> In Kap. 6.1 wurde bereits erwähnt, dass bei nicht verfügbarer Globalstrahlung diese auch aus der Sonnenscheindauer abgeschätzt werden kann.

### 8 Fazit

Die landwirtschaftliche Nutzung der Niedermoore hat die Standorteigenschaften unumkehrbar verändert. Das Wasserspeicher- und Wasserhaltevermögen der Torfe verringerte sich. Die Trockenrohdichte und damit auch die Kohlenstoff- und Stickstoffgehalte steigen hingegen mit fortschreitender Bodenentwicklung an. Aus den ehemals organische Substanz und Nährstoffe speichernden Standorten entwickelten sich je nach Nutzungsintensität umweltbelastende Quellen. Die dargestellten Zusammenhänge zwischen Bodenwasserverhältnissen und Kohlendioxid-Freisetzungsraten verdeutlichen, dass durch die Wahl der Grundwassertiefe der Torfabbau beschleunigt oder verlangsamt werden kann. Neben der CO<sub>2</sub>-Freisetzung kommt es bei den Mooren auch zu Lachgas- und Methanemissionen, wie die aus der Arbeit von WESSOLEK et al. 1999 stammende Abbildung 8-1 zeigt.



**Abbildung 8-1: Spurengasemission in Abhängigkeit vom Grundwasserstand bei Niedermoor-Standorten des Rhinluchs (aus WESSOLEK et al. 1999)**

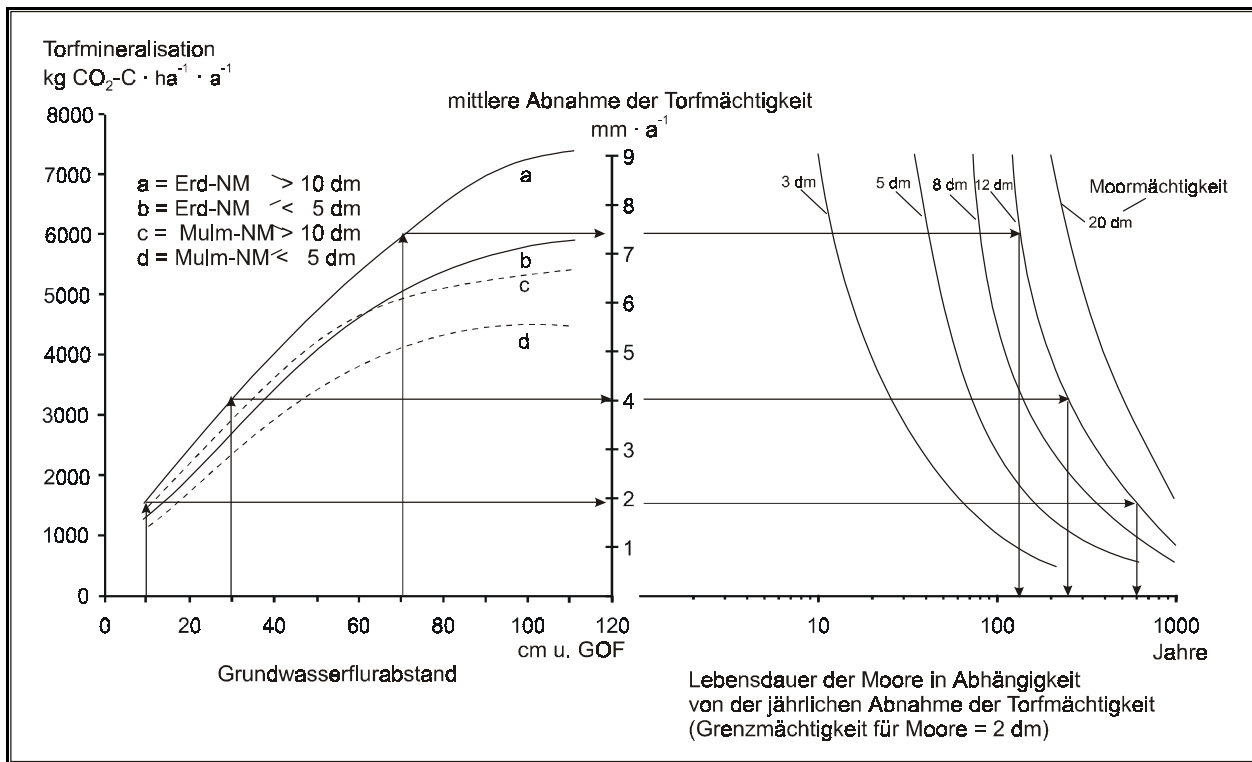
Die verschiedenen Spurengase tragen in unterschiedlichem Maß zum Treibhauseffekt bei. Das Erwärmungspotenzial lässt sich mit Hilfe der relativen Erwärmungspotenziale der einzelnen Gase ermitteln. Dazu sind die bei jeder Grundwassertiefe freigesetzten Mengen an  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  und  $\text{N}_2\text{O}$  durch Multiplikation mit den relativen Erwärmungspotenzialen der einzelnen Gase in  $\text{CO}_2$ -Äquivalente umzurechnen. Dieses Vorgehen wählten WESSOLEK et al. 1999. Die geringsten Emissionen (30 bis 40 % der maximalen Werte) treten bei Grundwasserständen nahe der Geländeoberfläche (s. Abbildung 8-1) auf. Diese Grundwasserstände sind im Sommer aber nur zu halten, wenn genügend Zuschusswasser vorhanden ist. Sind die Niedermoore in extensiver landwirtschaftlicher Nutzung, ist je nach Moorbodentyp ein Mindest-Grundwasserstand von 30 bis 40 cm unter Flur erforderlich, um die Flächen während der Vegetationsperiode befahren und bearbeiten zu können. Die Freisetzung der klimarelevanten Spurengase liegt dann bei 50 bis 60 % der maximalen Werte (s. Abbildung 8-1).

Die Wahl der Grundwassertiefe richtet sich also nach den Zielvorstellungen: Maximale Trockenmasseerträge finden sich bei Grundwasserständen von 40 bis 60 cm unter Flur. Eine Minimierung des Torfabbaus und der Gasemissionen ist nur bei Grundwasserständen nahe der Geländeoberfläche zu erreichen. Sollen der Ertrag, die Torfmineralisierung und die Emission gleichermaßen berücksichtigt werden, ist unter der Voraussetzung einer mechanisierten Grünlandnutzung ein Grundwasser-Flurabstand von 40 cm einzuhalten. Die Torfmineralisierung wird zumindest verlangsamt. Abbildung 8-2 zeigt, dass trotz der Verlangsamung der Torfmineralisation pro Jahr die Torfmächtigkeit um 4 bis 5 mm abnehmen wird (WESSOLEK et al. 1999).

Das in Abbildung 8-2 abgedruckte Nomogramm stellt den Zusammenhang zwischen Torfmineralisation und Lebensdauer der Niedermoore her. Wird in einem 12 dm mächtigen Erd-Niedermoor über Jahrzehnte hinweg ein mittlerer Grundwasserstand von 70 cm unter Flur gehalten, ist nach ca. 130 Jahren das Niedermoor infolge der Torfmineralisation aufgezehrt. Wird hingegen der Grundwasserstand auf 30 cm unter Geländeoberfläche angehoben, verdoppelt sich die Lebensdauer des Moores.

Ein umfassender Moorschutz mit Bedingungen, die eine Torfbildung und Kohlenstoff- bzw. Stickstoff-Bindung fördern, ist erst zu sichern, wenn die landwirtschaftliche Nutzung der Niedermoore aufgegeben wird und ganzjährig Grundwasser-Flurabstände nahe der Geländeoberfläche eingestellt werden (s. Abbildung 8-2). Dies erfordert aber während der Vegetationsperiode große Mengen an Zuschusswasser.

Dieses Wasser steht nicht in ausreichender Menge zur Verfügung. Eine Vernässung der ehemals landwirtschaftlich intensiv genutzten Niedermoorgebiete Nordostdeutschlands ist deshalb nicht möglich. Aus diesem Grund sind in den jeweiligen Niedermoorgebieten schützenswerte Areale auszuweisen. In Betracht kommen dabei vor allem die mächtigen, nur gering von Bodenentwicklungsprozessen geprägten Niedermoore. Die Größe der zu schützenden Fläche hängt von den hydrologischen (Wasserverfügbarkeit und -bedarf), von den hydrotechnischen, morphologischen, betriebswirtschaftlichen und sozioökonomischen Gegebenheiten ab.



**Abbildung 8-2: Nomogramm zur Ermittlung der Torfmineralisation, Abnahme der Torfmächtigkeit und Lebensdauer der Moore in Abhängigkeit vom Grundwasser-Flurabstand und der Moormächtigkeit (Rhinluch)**

aus WESSOLEK et al. 1999



## 9 Anhang

## 9.1 Eigenschaften der untersuchten Torfe

Tabelle 9-1: Bodenphysikalische Eigenschaften der Torfe

ID	Torfart	Zersetzungs- grad	Horizont	Entnahme- tiefe [dm]	Glühverlust [M.-%]	dB [g cm <sup>-3</sup> ]	dF [g cm <sup>-3</sup> ]
1	Fhg		nHt	7.5 bis 8.5	59	0.204	1.69
2	Fmk		nHt	5 bis 6	8	0.530	2.470
3	Fmk		nHt	7 bis 8	7	0.524	2.528
4	Fmk		nHr	9 bis 10	8	0.521	2.476
5	Fmk		nHa	3 bis 4	5	0.797	2.563
6	Fmk		nHt	5 bis 6	4	0.727	2.580
7	Fmk		nHt	7 bis 8	4	0.658	2.557
8	Fmk		nHr	9 bis 10	5	0.634	2.550
9	Ham		nHm	1 bis 2	77	0.367	1.601
10	Ham		nHm	0.5 bis 1	77	0.312	1.541
11	Ham		nHm	2.5 bis 3	77	0.366	1.547
12	Ham		nHm	0.5 bis 1	76	0.391	1.551
13	Ham		nHm	2 bis 2.5	76	0.374	1.559
14	Ham		nHm	1.5 bis 2.5	75	0.417	1.683
15	Ham		nHm	2.3 bis 2.8	75	0.396	1.600
16	Ham		nHm	2 bis 3	78	0.417	1.560
17	Ham		nHm	1 bis 2	63	0.431	1.658
18	Hav		nHv	1 bis 2	77	0.373	1.549
19	Hav		nHv	1 bis 2	75	0.354	1.559
20	Hav		nHv	1 bis 2	73	0.448	1.686
21	Hav		nHv	1 bis 2	80	0.330	1.491
22	Hav		nHv	0.5 bis 1	78	0.285	1.530
23	Hav		nHv	2.5 bis 3	79	0.329	1.519
24	Hav		nHv	0.5 bis 1	79	0.271	1.524
25	Hav		nHv	1.5 bis 2	79	0.286	1.525
26	Hav		nHv	2.0 bis 3.0	80	0.354	1.551
27	Hav		nHv	1.5 bis 2.5	75	0.376	1.680
28	Haz	8 bis 9	nHa	3 bis 4	78	0.241	1.521
29	Haz	6-7	nHa	3 bis 4	84	0.219	1.565
30	Hnb	6-7	nHt	5 bis 6	83	0.277	1.616
31	Hnb	2 bis 3	nHr	9.5 bis 10.5	86	0.134	1.546
32	Hnle	5	nHa	3.5 bis 4	80	0.237	1.510
33	Hnle	5	nHt	5.0 bis 6.0	80	0.270	1.600
34	Hnp	5 bis 6	nHa	3.5 bis 4	81	0.280	1.499
35	Hnp	4 bis 5	nHt	6.5 bis 7	86	0.163	1.438
36	Hnp	4	nHa	3.5 bis 4	81	0.212	1.489
37	Hnp	4	nHt	7.5 bis 8.0	82	0.170	1.600
38	Hnp/Hnr	5 bis 6	nHa	4 bis 5	84	0.194	1.467
39	Hnr/ Hnp	5 bis 6	nHt	6 bis 7	84	0.167	1.424
40	Hnr/ Hnp	3 bis 4	nHr	8 bis 9	85	0.121	1.406
41	Hnr/ Hnp	3	nHa	3.5 bis 4.5	86	0.177	1.467
42	Hnr/ Hnp	2 bis 3	nHt	6.5 bis 7	86	0.135	1.436
43	Hnr/ Hnp	3	nHr	8.5 bis 9	88	0.150	1.400

Tabelle 9-2: Wasserretention der untersuchten Torfe [Vol.-%]

ID	pF0	pF1.5	pF1.8	pF2.0	pF2.5	pF3.0	pF4.2
1	84	66	62	60	56	54	42
2	79	78	75	72	63	52	36
3	79	76	73	69	61	56	27
4	79	77	73	69	63	56	38
5	69	66	65	64	61	58	23
6	72	68	66	64	59	54	20
7	74	71	68	66	59	52	22
8	75	72	70	68	57	51	30
9	75	71	63	59	52	49	38
10	80	67	62	60	50	46	31
11	76	67	64	63	54	52	38
12	74	66	64	55	52	45	33
13	76	63	60	54	49	45	35
14	75	73	70	67	59	58	31
15	75	69	65	60	53	47	33
16	73	72	62	61	57	53	37
17	73	72	70	68	63	61	31
18	78	77	74	73	69	65	42
19	73	72	70	68	63	61	43
20	79	77	74	73	69	65	49
21	78	75	76	70	68	58	39
22	81	77	71	69	60	54	34
23	78	75	72	71	63	61	36
24	82	72	68	59	51	46	26
25	81	72	70	64	59	52	28
26	77	73	71	68	66	60	44
27	75	70	65	64	63	61	31
28	84	66	62	61	56	54	38
29	86	84	80	78	72	70	24
30	83	79	75	72	67	65	39
31	91	86	76	65	49	43	13
32	84	73	71	68	64	58	32
33	83	72	69	69	66	65	39
34	81	65	64	63	57	54	35
35	89	80	78	73	64	50	24
36	86	75	73	73	61	57	24
37	89	80	78	76	71	68	19
38	83	81	80	78	73	73	29
39	88	87	80	76	69	65	29
40	94	87	80	75	62	58	24
41	88	86	81	78	71	69	41
42	91	78	72	70	51	47	14
43	89	84	82	72	62	51	18

Tabelle 9-3: Hydraulische Leitfähigkeiten der untersuchten Torfe [ $\text{cm d}^{-1}$ ]

Leere Felder = nicht gemessen

ID	Ku [30hPa]	Ku [60hPa]	Ku [100hPa]	Ku [150hPa]	Ku [300hPa]	Ku [600hPa]
1	4.4E-02	1.4E-02	8.0E-03	3.5E-03	1.6E-03	
2	5.7E-01	2.4E-01	4.7E-01	1.7E-01	3.3E-02	
3						
4						
5		1.4E+00	1.0E+00	4.5E-01		
6		2.3E+00	1.8E+00	4.2E-01		
7		4.9E-01	2.4E-01	3.3E-02		
8						
9		1.1E+00	2.5E-01	8.0E-02	1.1E-02	1.8E-03
10						
11						
12		6.0E-01	1.8E-01	8.9E-02	7.6E-03	1.3E-03
13						
14		2.0E-01	3.9E-02	1.0E-02	3.1E-03	
15	1.7E+00	2.6E-01	2.5E-02	1.2E-02	1.9E-03	1.5E-04
16			2.5E-01	7.4E-02	3.0E-03	4.3E-04
17	4.1E-01	2.8E-01	2.4E-01	6.7E-02		
18	6.0E-01	1.2E-01	3.2E-02	1.6E-02	3.5E-03	
19		1.8E-01	7.6E-02	2.9E-02	6.7E-03	
20	1.1E+00	6.9E-01	1.6E-01	8.1E-02	1.9E-02	
21						
22		7.5E-01	1.6E-01	4.2E-02	7.6E-03	7.6E-04
23						
24						
25						
26	8.1E-01	1.2E-01	3.6E-02	1.6E-02	4.5E-03	2.0E-03
27	3.6E-01	3.0E-01	8.9E-02	3.5E-02	4.9E-03	1.1E-03
28	2.2E-01	4.4E-02	1.4E-02	8.0E-03	3.5E-03	1.6E-03
29						
30						
31	5.5E-01	1.4E-02	1.3E-02	7.6E-03	3.8E-03	
32						
33	1.5E-01	6.3E-02	8.0E-03	5.0E-03	2.0E-03	
34						
35						
36						
37	7.7E-01	5.0E-01	2.4E-01	1.0E-01	1.8E-02	
38	8.9E-01	3.7E-01	1.8E-01	5.7E-02	1.7E-02	
39	6.1E-01	2.6E-01	1.2E-01	4.8E-02	2.5E-02	
40	2.0E+00	2.7E-01	7.9E-02	2.9E-02	1.2E-02	
41		2.3E-01	4.6E-02	2.2E-02		
42						
43						

## 9.2 Tabellen zum kapillaren Aufstieg in Niedermooren

Tabelle 9-4: Kapillare Aufstiegsraten in mehr als 12 dm mächtigen, vererdeten und vermulmten Niedermooren

Gilt auch für Moormächtigkeiten von 7 bis 12 dm unabhängig vom Anstehenden

**Substrattyp:** Torf

**Moormächtigkeit:** > 12 dm

Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes in hPa	Abstand zwischen der Grundwasser-oberfläche und der Untergrenze des Wurzelraumes in cm			
	30	50	70	90
	Kapillarer Aufstieg mm d <sup>-1</sup>			
60	> 5	0,6	0,7	-
100	> 5	2,0	0,8	0,2
300	> 5	3,4	1,8	1,2
500	> 5	4,0	2,1	1,4

**Substrattyp:** Torf

**Moormächtigkeit:** > 12 dm

Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes in hPa	Abstand zwischen der Grundwasser-oberfläche und der Untergrenze des Wurzelraumes in cm			
	30	50	70	90
	Kapillarer Aufstieg mm d <sup>-1</sup>			
60	2,0	0,3	-	-
100	2,9	0,9	0,3	0,1
300	> 5	1,6	0,7	0,4
500	> 5	2,5	0,9	0,5

**Tabelle 9-5: Kapillare Aufstiegsraten in 3 dm mächtigen, vererdeten Niedermooren unterlagert von Feinsand, Kalkmudde und Detritusmudde**

**Substrattyp:** flacher Torf  
über Sand

**Moormächtigkeit:** 3 dm

Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes in hPa	Abstand zwischen der Grundwasser-oberfläche und der Untergrenze des Wurzelraumes in cm			
	30	50	70	90
	Kapillarer Aufstieg mm d <sup>-1</sup>			
60	> 5	1,9	-	-
100	> 5	> 5	2,7	0,7
300	> 5	> 5	> 5	4,7
500	> 5	> 5	> 5	> 5

**Substrattyp:** flacher Torf  
über Kalkmudde

**Moormächtigkeit:** 3 dm

Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes in hPa	Abstand zwischen der Grundwasser-oberfläche und der Untergrenze des Wurzelraumes in cm			
	30	50	70	90
	Kapillarer Aufstieg mm d <sup>-1</sup>			
60	> 5	1,1	-	-
100	> 5	3,6	1,5	0,4
300	> 5	> 5	3,5	2,5
500	> 5	> 5	3,9	3,1

**Substrattyp:** flacher Torf  
über flacher Detritusmudde

**Moormächtigkeit:** 3 dm

Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes in hPa	Abstand zwischen der Grundwasser-oberfläche und der Untergrenze des Wurzelraumes in cm			
	30	50	70	90
	Kapillarer Aufstieg mm d <sup>-1</sup>			
60	> 5	0,7	-	-
100	> 5	2,2	0,9	0,2
300	> 5	3,9	2,3	1,5
500	> 5	4,6	2,7	1,8

**Tabelle 9-6: Kapillare Aufstiegsraten in 3 dm mächtigen, vermulmten Niedermooren unterlagert von Feinsand, Kalkmudde und Detritusmudde**

**Substrattyp:** flacher Torf  
über

Moormächtigkeit: 3 dm

Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes in hPa	Abstand zwischen der Grundwasser-oberfläche und der Untergrenze des Wurzelraumes in cm			
	30	50	70	90
	Kapillarer Aufstieg mm d <sup>-1</sup>			
60	> 5	4,1	-	-
100	> 5	> 5	3,5	0,7
300	> 5	> 5	> 5	4,4
500	> 5	> 5	> 5	> 5

**Substrattyp:** flacher Torf  
über Kalkmudde

Moormächtigkeit: 3 dm

Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes in hPa	Abstand zwischen der Grundwasser-oberfläche und der Untergrenze des Wurzelraumes in cm			
	30	50	70	90
	Kapillarer Aufstieg mm d <sup>-1</sup>			
60	> 5	2,0	-	-
100	> 5	> 5	1,6	0,4
300	> 5	> 5	4,1	2,1
500	> 5	> 5	> 5	3,5

**Substrattyp:** flacher Torf  
über Detritusmudde

Moormächtigkeit: 3 dm

Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes in hPa	Abstand zwischen der Grundwasser-oberfläche und der Untergrenze des Wurzelraumes in cm			
	30	50	70	90
	Kapillarer Aufstieg mm d <sup>-1</sup>			
60	> 5	0,7	-	-
100	> 5	2,4	0,9	0,2
300	> 5	4,6	2,1	1,2
500	> 5	> 5	3,5	1,8

**Tabelle 9-7: Kapillare Aufstiegsraten in 5 dm mächtigen, vererdeten Niedermooren unterlagert von Feinsand, Kalkmudde und Detritusmudde**

**Substrattyp:** Torf über Sand

Moormächtigkeit: 5 dm

Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes in hPa	Abstand zwischen der Grundwasser Oberfläche und der Untergrenze des Wurzelraumes in cm			
	30	50	70	90
	Kapillarer Aufstieg mm d <sup>-1</sup>			
60	> 5	0,6	-	-
100	> 5	2,0	0,8	0,2
300	> 5	3,4	2,1	1,4
500	> 5	4,0	2,5	1,7

**Substrattyp:** Torf über Kalkmudde

Moormächtigkeit: 5 dm

Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes in hPa	Abstand zwischen der Grundwasser Oberfläche und der Untergrenze des Wurzelraumes in cm			
	30	50	70	90
	Kapillarer Aufstieg mm d <sup>-1</sup>			
60	> 5	0,6	-	-
100	> 5	1,9	0,7	0,2
300	> 5	3,1	1,9	1,3
500	> 5	3,7	2,1	1,5

**Substrattyp:** Torf über Detritusmudde

Moormächtigkeit: 5 dm

Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes in hPa	Abstand zwischen der Grundwasser Oberfläche und der Untergrenze des Wurzelraumes in cm			
	30	50	70	90
	Kapillarer Aufstieg mm d <sup>-1</sup>			
60	> 5	0,5	-	-
100	> 5	1,7	0,7	0,2
300	> 5	2,9	1,7	1,1
500	> 5	3,3	2,0	1,2

**Tabelle 9-8: Kapillare Aufstiegsraten in 5 dm mächtigen, vermulmten Niedermooren unterlagert von Feinsand, Kalkmudde und Detritusmudde**

**Substrattyp:** Torf über Sand  
Moormächtigkeit: 5 dm

Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes in hPa	Abstand zwischen der Grundwasser-oberfläche und der Untergrenze des Wurzelraumes in cm			
	30	50	70	90
	Kapillarer Aufstieg mm d <sup>-1</sup>			
60	2,0	0,3	-	-
100	2,9	0,9	0,4	0,1
300	> 5	1,6	1,0	0,7
500	> 5	2,5	1,5	0,9

**Substrattyp:** Torf über Kalkmudde

**Moormächtigkeit:** 5 dm

Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes in hPa	Abstand zwischen der Grundwasser-oberfläche und der Untergrenze des Wurzelraumes in cm			
	30	50	70	90
	Kapillarer Aufstieg mm d <sup>-1</sup>			
60	2,0	0,3	-	-
100	2,9	0,9	0,4	0,1
300	> 5	1,6	1,0	0,5
500	> 5	2,5	1,4	0,6

**Substrattyp:** Torf über Detritusmudde

**Moormächtigkeit:** 5 dm

Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes in hPa	Abstand zwischen der Grundwasser-oberfläche und der Untergrenze des Wurzelraumes in cm			
	30	50	70	90
	Kapillarer Aufstieg mm d <sup>-1</sup>			
60	2,0	0,3	-	-
100	2,9	0,9	0,4	0,1
300	> 5	1,6	0,9	0,6
500	> 5	2,5	1,2	0,7



### 9.3 Tabellenverzeichnis

Tabelle 2-1: Datenerhebung im Feld .....	3
Tabelle 2-2: Instrumentierung der beiden Standorte mit Messtechnik .....	5
Tabelle 2-3: Datenerhebung im Labor .....	6
Tabelle 3-1: Entwicklungszeiträume im Oberen Rhinluch (aus ZEITZ & LEHRKAMP 1999)	9
Tabelle 3-2: Änderung der Flächenanteile der Moormächtigkeit (in %) auf einer Versuchsfläche (ca. 1800 ha) im Rhinluch zwischen 1970 und 1991 (Ergebnisse der Moorkartierung der HU Berlin aus WESSOLEK et al. 1999) .....	11
Tabelle 3-3: Verbreitung von Substrattypen im Rhinluch (aus ZEITZ 1992) .....	11
Tabelle 3-4: Mittlere Lufttemperaturen im Rhinluch .....	12
Tabelle 3-5: Mittleres Niederschlagsaufkommen im Rhinluch.....	12
Tabelle 3-6: Profilaufbau des Feldmessplatzes Langen .....	13
Tabelle 3-7: Profilaufbau des Feldmessplatzes Wall.....	14
Tabelle 3-8: Profilaufbau Standort Langen II.....	14
Tabelle 3-9: Profilaufbau Standort Försterwiese .....	15
Tabelle 3-10: Profilaufbau Standort Westwinkel.....	15
Tabelle 4-1: Klassifizierung der Niedermoorhorizonte .....	16
Tabelle 4-2: Bodenphysikalische Kennwerte von Torfen des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Pedogenese.....	18
Tabelle 5-1: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit der untersuchten Torfe in Abhängigkeit der pedogenen Entwicklung .....	46
Tabelle 5-2: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit [ $\text{mm d}^{-1}$ ] gering zersetzter Torfe verschiedener Autoren im Vergleich zu den eigenen Messwerten.....	48
Tabelle 5-3: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit [ $\text{mm d}^{-1}$ ] vererdeter Torfe verschiedener Autoren im Vergleich zu den eigenen Messwerten.....	48
Tabelle 5-4: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit [ $\text{mm d}^{-1}$ ] vermulmter Torfe verschiedener Autoren im Vergleich zu den eigenen Messwerten.....	49
Tabelle 6-1: Mittlere kapillare Aufstiegsrate aus dem Grundwasser bis zur Untergrenze des effektiven Wurzelraumes in Abhängigkeit von Torf- bzw. Bodenart (Einschichtprofile) .....	76
Tabelle 6-2: Gesättigte Wasserleitfähigkeit gering entwässerter, ständig im Grund- wasser liegender Substrate .....	83
Tabelle 6-3: Pflanzenwiderstände verschiedener Grasbestände.....	89
Tabelle 6-4: Gemessene Evapotranspiration (ETI) und gemessener kapillarer Aufstieg (q kapillar) bei drei unterschiedlich eingestellten Grundwasserständen .....	92
Tabelle 6-5: Evapotranspiration (ETI) und kapillarer Aufstieg (q <sub>kapillar</sub> ) - gemessen und berechnet .....	95
Tabelle 7-1: Wasserverbrauch (in mm) nach den Regressionsgleichungen von MUNDEL (1982a) im Vergleich zu den Ergebnissen der Simulation (1.4. - 30.9.1997).....	101
Tabelle 7-2: Beziehung zwischen Grundwassertiefe, Evapotranspiration, kapillarem Aufstieg und Bodenentwicklung (1.4. - 30.9.) .....	102
Tabelle 7-3: CO <sub>2</sub> -Produktionsfunktionen für vererdete und vermulmte Torfe des Rhinluchs.....	104

<b>Tabelle 7-4: CO<sub>2</sub>-C-Freisetzung bei unterschiedlich entwickelten Moorböden als Funktion des Grundwasserstandes (aus WESSOLEK et al. 1999) .....</b>	<b>104</b>
<b>Tabelle 7-5: Tragfähigkeiten auf degradiertem Niedermoorgrünland.....</b>	<b>105</b>
<b>Tabelle 7-6: Haude-Faktoren zur Verdunstungsberechnung für Gras (DVWK 1996). 108</b>	
<b>Tabelle 7-7: Monatliche Bestandeskoeffizienten für Rohrglanzgras .....</b>	<b>109</b>
<b>Tabelle 7-8: Unterschiede zwischen realer Verdunstung und Bestandesverdunstung ET<sub>B</sub> .....</b>	<b>110</b>
<b>Tabelle 9-1: Bodenphysikalische Eigenschaften der Torfe .....</b>	<b>I</b>
<b>Tabelle 9-2: Wasserretention der untersuchten Torfe [Vol.-%] .....</b>	<b>II</b>
<b>Tabelle 9-3: Hydraulische Leitfähigkeiten der untersuchten Torfe [cm d<sup>-1</sup>] .....</b>	<b>III</b>
<b>Tabelle 9-4: Kapillare Aufstiegsraten in mehr als 12 dm mächtigen, vererdeten und vermulmten Niedermooren .....</b>	<b>IV</b>
<b>Tabelle 9-5: Kapillare Aufstiegsraten in 3 dm mächtigen, vererdeten Niedermooren unterlagert von Feinsand, Kalkmudde und Detritusmudde.....</b>	<b>V</b>
<b>Tabelle 9-6: Kapillare Aufstiegsraten in 3 dm mächtigen, vermulmten Niedermooren unterlagert von Feinsand, Kalkmudde und Detritusmudde.....</b>	<b>VI</b>
<b>Tabelle 9-7: Kapillare Aufstiegsraten in 5 dm mächtigen, vererdeten Niedermooren unterlagert von Feinsand, Kalkmudde und Detritusmudde.....</b>	<b>VII</b>
<b>Tabelle 9-8: Kapillare Aufstiegsraten in 5 dm mächtigen, vermulmten Niedermooren unterlagert von Feinsand, Kalkmudde und Detritusmudde.....</b>	<b>VIII</b>

## 9.4 Abbildungsverzeichnis

<b>Abbildung 2-1: Prinzip des Lysimeterbau (aus BOHL et al. 1996) .....</b>	<b>4</b>
<b>Abbildung 3-1: Lage des Untersuchungsgebietes .....</b>	<b>7</b>
<b>Abbildung 4-1: Beziehungen zwischen Humus-Gehalt (Glühverlust), Trockenrohdichte und nutzbarer Feldkapazität für Torfe des Untersuchungsgebietes in Abhängigkeit der Pedogenese (n = 35) .....</b>	<b>17</b>
<b>Abbildung 5-1: Dielektrizitätszahlen und korrespondierende gravimetrisch bestimmte Wassergehalte für vererdete und vermulmte Torfe des Untersuchungsgebietes im Vergleich zur gerätespezifischen (MALICKI et al. 1994) und zur standortspezifischen Eichfunktion (BOHL et al. 1996), (n = 174) .....</b>	<b>21</b>
<b>Abbildung 5-2: Relativer Fehler (%) bei der Bestimmung der Bodenfeuchte durch TDR bei Verwendung der gerätespezifischen (weiß) und standortspezifischen (schwarz) Eichfunktion gegenüber den gravimetrisch ermittelten Bodenfeuchten für vererdete und vermulmte Torfe des Untersuchungsgebietes.....</b>	<b>22</b>
<b>Abbildung 5-3: Residuen aus der Validierung der geräte- (weiß) und der standortspezifischen (schwarz) Eichfunktion für vererdete und vermulmte Torfe des Untersuchungsgebietes .....</b>	<b>22</b>
<b>Abbildung 5-4: Gravimetrisch bestimmte volumetrische Wassergehaltsdifferenzen und korrespondierende mit TDR ermittelte Wassergehaltsdifferenzen bei Verwendung der geräte- (links) und der standortspezifischen (rechts) Eichfunktion für vererdete und vermulmte Torfe des Untersuchungsgebietes (n = 147).....</b>	<b>23</b>

Abbildung 5-5: Relativer Fehler (%) bei der Bestimmung von Bodenfeuchteänderungen durch TDR bei Verwendung der geräte- (weiß) und standortspezifischen (schwarz) Eichfunktion gegenüber den gravimetrisch ermittelten Änderungen der Bodenfeuchte für vererdete und vermulmte Torfe (n = 147) .....	23
Abbildung 5-6: Wasserretentionskurven (Desorption) aus Labor und Feld für verschiedene Tiefen des Erd-Niedermoor-Standortes .....	26
Abbildung 5-7: Labor-Wasserretentionskurven (Desorption) für zwei vererdete Torfe des gleichen Horizontes des Erd-Niedermoor-Standortes .....	27
Abbildung 5-8: Wasserretentionskurven aus Labor (Desorption) und Feld für verschiedene Tiefen des Mulm-Standortes (Grünland).....	28
Abbildung 5-9: Querschnitt durch eine idealisierte Pore zur Illustration der Erscheinung Hysterese (nach ROSE 1965, verändert durch BOUMA 1977).....	29
Abbildung 5-10: Prozentuale Verringerung des Ausgangsvolumens von Torfen während der Erstellung von Labor-Wasserretentionskurven .....	30
Abbildung 5-11: Hysterese der Wasserretention am Mulm-Standort (Grünland-Nutzung) .....	31
Abbildung 5-12: Wasserhaushaltskennwerte im Tiefenverlauf für den Erd-Niedermoor- (links) und den Mulm-Niedermoor-Standort (rechts) des Untersuchungsgebietes	32
Abbildung 5-13: Wasserhaushaltskennwerte im Tiefenverlauf eines Erd-Niedermoors über Kalkmudde (links) und eines Mulm-Niedermoors über Kalkmudde (rechts) .....	33
Abbildung 5-14: Wasserhaushaltskennwerte im Tiefenverlauf eines Moorgleys (links) und eines Gleys (rechts) .....	34
Abbildung 5-15: Zeitlicher Gang der Wasserspannung und der Bodenfeuchte während eines Freiland-Verdunstungsexperimentes zur Bestimmung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit .....	38
Abbildung 5-16: Berechnete Potenzialgradienten und Flüsse aus den in Abbildung 5-15 dargestellten Wasserspannungs- und Bodenfeuchteverläufen.....	38
Abbildung 5-17: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeiten ( $K_u$ ) in zwei Tiefen des Erd-Niedermoor-Standortes.....	39
Abbildung 5-18: Streuung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit bei vererdeten und vermulmten Torfen (Tiefe 0 bis 10 cm) .....	40
Abbildung 5-19: Hydraulische Leitfähigkeit (Labor und Feld).....	40
Abbildung 5-20: Hydraulische Leitfähigkeit (Labor und Feld).....	41
Abbildung 5-21: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit im Tiefenverlauf bei verschiedenen Wasserspannungen; Erd-Niedermoor (Laborversuch).....	42
Abbildung 5-22: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit im Tiefenverlauf bei verschiedenen Wasserspannungen; Mulm-Niedermoor, (Laborversuch).....	42
Abbildung 5-23: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit im Tiefenverlauf; Flacher Torf über Kalkmudde (Laborversuch).....	43
Abbildung 5-24: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit im Tiefenverlauf; Niedermoor-gley (Laborversuch).....	44
Abbildung 5-25: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit im Tiefenverlauf; Gley (Laborversuch) .....	44

<b>Abbildung 5-26: Ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit pedogen veränderter Niedermoor- torfe des Rhinluchs .....</b>	<b>47</b>
<b>Abbildung 5-27: Grundtypen der Beziehung Wasserleitfähigkeit (K) /-spannung (<math>\Psi</math>) (RENGER et al. 1998) .....</b>	<b>51</b>
<b>Abbildung 5-28: Hydraulische Leitfähigkeit im nahe gesättigten Bereich auf drei Mess- plätzen (1-3) des Erd-Niedermoor-Standortes (BOHL et al. 1994).....</b>	<b>52</b>
<b>Abbildung 5-29: Simultane Anpassung der Wasserretentions- und hydraulischen Leit- fähigkeitswerte der Torfe (0 bis 10 cm Tiefe) des Erd-Niedermoor-Standortes über den Wasserspannungsbereich 0 bis 1 000 hPa .....</b>	<b>52</b>
<b>Abbildung 6-1: Wasseraufnahmefunktion <math>\alpha</math> in Abhängigkeit von der Bodenwasser- spannung <math>\Psi</math> (nach FEDDES et al. 1978).....</b>	<b>60</b>
<b>Abbildung 6-2: Verdunstung nach Penman-Wendling, Bodenfeuchte- und Bodenluft- gehalte, Niederschläge und Grundwasserstände während der Vegetationsperiode (1.5 bis 30.9.94), Erd-Niedermoor-Standort .....</b>	<b>62</b>
<b>Abbildung 6-3: Mittlere Grundwasserstände und monatliche Niederschlagsmengen ....</b>	<b>63</b>
<b>Abbildung 6-4: Grasreferenzverdunstung, Bodenfeuchte, Bodenluft, Niederschläge und Grundwasserstände während der Vegetationsperiode (1.5. bis 16.11.98), Mulm- Standort.....</b>	<b>64</b>
<b>Abbildung 6-5: Wasserspannung und Sättigungsdefizit im Zeitverlauf in einem all- mählich trocken fallenden Lysimeter während einer Trockenperiode (14.7. bis 5.8. 94) .....</b>	<b>65</b>
<b>Abbildung 6-6: Wasserspannung und Sättigungsdefizit im Zeitverlauf in einem Lysimeter, dessen Grundwasserstand während einer Trockenperiode von ca. 30 auf etwa 80 cm unter Flur abfiel (14.7. bis 5.8. 94).....</b>	<b>67</b>
<b>Abbildung 6-7: Verlauf des Niederschlags sowie Gang der Wasserspannung in einem Lysimeter bei geringem Grundwasserabstand.....</b>	<b>68</b>
<b>Abbildung 6-8: Versuchsaufbau zur Ermittlung des kapillaren Aufstieges und der realen Evapotranspiration auf dem Erd-Niedermoor-Standort .....</b>	<b>70</b>
<b>Abbildung 6-9: Gemessener kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser für verschiedene Grundwasserstände in Beziehung zur potenziellen Verdunstung nach Penman- Monteith (<math>ET_{wet}</math> nach Gleichung 6-6).....</b>	<b>71</b>
<b>Abbildung 6-10: Mehrschichtmodell zur Kalkulation des kapillaren Aufstieges.....</b>	<b>74</b>
<b>Abbildung 6-11: Kapillarer Aufstieg und Wasserspannung an der Untergrenze des Wurzelraumes für verschiedene Abstände der Untergrenze des Wurzelraumes zum Grundwasser für den Erd- (links) und den Mulm-Niedermoor-Standort (rechts) .</b>	<b>78</b>
<b>Abbildung 6-12: Einfluss der Mächtigkeit von Torfhorizonten mit geringen hydrau- lischen Leitfähigkeiten auf die Rate der kapillaren Wasser-nachlieferung aus dem Grundwasser (Mehrschicht-Profile) .....</b>	<b>79</b>
<b>Abbildung 6-13: Beziehung zwischen kapillarer Aufstiegsrate bei 500 hPa und Grund- wasserstand unterhalb der Wurzelzone für den Erd- und den Mulm-Niedermoor- Standort sowie einen humos vererdeten Standort in Polen (BRANDYK et al. 1995) .</b>	<b>80</b>
<b>Abbildung 6-14: Einfluss der Substrattypen auf die Menge des kapillar nachgelieferten Wassers bei vererdetem (links) und vermulmtem Oberboden (rechts) bei einer</b>	

Moormächtigkeit von 5 dm und einem Abstand vom Grundwasser zur Untergrenze Wurzelraum (UWR) von 60 cm .....	81
Abbildung 6-15: Einfluss der Substrattypen auf die Menge des kapillar nachgelieferten Wassers bei vererdetem (links) und vermulmtem Oberboden (rechts) bei einer Moormächtigkeit von 3 dm und einem Abstand vom Grundwasser zur Untergrenze Wurzelraum (UWR) von 90 cm .....	82
Abbildung 6-16: Wasserspannungsverteilung im Bodenprofil im Verlauf einer sommerlichen Trockenperiode.....	85
Abbildung 6-17: Vertikale Wasserflüsse im Boden (wöchentliche Durchschnittswerte)	85
Abbildung 6-18: Schema für die Berechnung des Wasserflusses im Boden .....	87
Abbildung 6-19: Gemessene und berechnete reale Evapotranspiration (Wochenwerte)..	90
Abbildung 6-20: Gemessene und berechnete Bodenfeuchte in 10 cm Tiefe bei der Variante „30 cm Grundwasserstand“.....	90
Abbildung 6-21: Verhältnis der Raten von gemessener Verdunstung (ETI) und berechneter Verdunstung (ETI <sub>optimal</sub> ) in Abhängigkeit von der im Wurzelraum vorherrschenden Wasserspannung bei Rohrglanzgras-Beständen .....	91
Abbildung 6-22: Gemessene und berechnete reale Evapotranspiration sowie kapillarer Aufstieg bei unterschiedlichen Grundwasserständen (29.7.-16.9. 97) .....	93
Abbildung 6-23: Gemessene und berechnete Bodenfeuchte in 10 (linke Seite) und 20 cm Tiefe (rechte Seite) bei unterschiedlichen Grundwasserständen .....	94
Abbildung 7-1: Beziehung zwischen Grundwassertiefe und Evapotranspiration (ETI) bei Erd-Niedermooren (1.4.-30.9.) .....	100
Abbildung 7-2: Berechnete Wasserspannungsverläufe der Tiefe 10 cm im Erd- (links) und Mulm-Niedermoorprofil (rechts) bei 30, 50 und 70 cm Grundwasserstand ...	103
Abbildung 7-3: Kumulierte und relative prozentuale Häufigkeit von Tageswerten der in 10 cm Tiefe auftretenden Bodenfeuchtegehalte bei 30 und 50 cm Grundwassertiefe (Vegetationsperioden 1996-98) .....	106
Abbildung 7-4: Trockensubstanzertrag (TS) und Evapotranspiration (ETI) bei verschiedenen Grundwasserständen (Vegetationsperioden 1996-98) .....	107
Abbildung 7-5: Monatssummen der Verdunstung nach Haude (ET <sub>Haude</sub> ), nach Turc-Wendling (ET <sub>Tu-We</sub> ) und Gras-Referenzverdunstung im Vergleich zur realen Evapotranspiration bei einer Grundwassertiefe von 50 cm .....	109
Abbildung 7-6: Vergleich zwischen realer Verdunstung und Bestandesverdunstung ..	110
Abbildung 8-1: Spurengasemission in Abhängigkeit vom Grundwasserstand bei Niedermoor-Standorten des Rhinluchs (aus WESSOLEK et al. 1999).....	112
Abbildung 8-2: Nomogramm zur Ermittlung der Torfmineralisation, Abnahme der Torfmächtigkeit und Lebensdauer der Moore in Abhängigkeit vom Grundwasser-Flurabstand und der Moormächtigkeit (Rhinluch) .....	114

## 9.5 Literaturverzeichnis

*AG Boden: Bodenkundliche Kartieranleitung. (1994)*

*Allen, R.G., M. Smith, A. Perrier & L.S. Pereira: An update for definition of reference evapotranspiration. ICD Bulletin 43, No. 2, 1-34 (1994)*

*Arya, L. M., D. A. Farrell and G. R. Blake: A field study of soil water depletion in presence of growing soybean roots: I. Determination of hydraulic properties of the soil. Soil Science Soc. of America Proc.: Vol. 39, 424 - 430 (1975)*

*Baird, A.J.: Field estimation of macropore functioning and surface hydraulic conductivity in a fen peat. Hydrological Processes, Vol. 11, 287-295 (1997)*

*Bartels, R.: Welche Faktoren beeinflussen die ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit von Moorböden? Mittlgn. Dtsch. Bodenkundl. Ges. 10, 83 – 86 (1970)*

*Bartels, R. & H. Kuntze: Torfeigenschaften und ungesättigte hydraulische Leitfähigkeit von Moorböden. Z. f. Pfl.ernähr. und Bodenkd. 134, 125-135 (1973)*

*Behrendt, A., G. Mundel, G. Schalitz & D. Hölzel: 25 Jahre Lysimeterforschung in Paulinenaue und Neukonzipierung der Untersuchungen 1992. in Schalitz et al. 1996: Stoffhaushalt von Niedermooren und hydromorphen Mineralböden des nordostdeutschen Tieflandes. Zalf-Bericht Nr. 26, Müncheberg (1996)*

*Bloemen, G. W.: Calculation of Steady State Capillary Rise from the Groundwater Table in Multi-Layered Soil Profiles. . Z. f. Pfl.ernähr. und Bodenkd. 143, 701 - 719 (1980)*

*Boyer, J. S. & P. J. Kramer: Water relations of Plants and Soils. Academic, NY (1995)*

*Böhm, G. & J. Quast: Ermittlung der realen Evapotranspiration von Niedermoorgebieten unter den hydroklimatischen Bedingungen Nordostdeutschlands am Beispiel des Rhinluchs. BMBF-Bericht, (1998)*

*Böhm, W.: Methods of Studying Root Systems. Ecological Studies 33. Springer, Berlin (1979)*

*Bohl, H., S. Marschall, M. Facklam & M. Renger: Zur Dynamik des Wasserhaushaltes von Niedermoorböden. DFG-Bericht (1994)*

*Bohl, H.: Eichung von TDR zur Wassergehaltsbestimmung in Böden auf Basis gemischt-dielektrischer Modelle. Dissertation. Schriftenreihe Bodenökologie und Bodengenese des FG Bodenkunde und regionale Bodenkunde der TU Berlin, Heft 22, (1996)*

*Bohl, H., M. Facklam, S. Marschall & M. Renger: Methodik zur Ermittlung der Wasserhaushaltskomponenten auf Niedermoor-Standorten unter Verwendung einfach zu installierender Grundwasserlysimeter und TDR. Z. Kulturtechnik und Landentwicklung 37 (9), 185 – 189 (1996)*

*Bouma, J.: Soil survey and the study of water in unsaturated soil. Soil Survey Papers, No. 3, Wageningen 1977*

*Brandyk, T. & J. G. Wesseling: Steady state capillary rise in some soil profiles. . Z. f. Pfl.ernähr. und Bodenkd. 1985, 54 – 65 (1985)*

*Brandyk, T., J. Szuniewicz; K. Skapski & J. Szatyłowicz; The soil moisture regime study of fen peat soils in the Middle Biebrza Basin as a Basis for soil protection. Z. Kulturtechnik und Landentwicklung 36 (2), 78 – 83 (1995)*

*Campell, G. S.: An introduction to environmental physics. (1977)*

*Campell, G. S.: Soil physics with basic. Elsevier, Amsterdam (1985)*

- Campell, D.I. & J.L. Williamson: *Evaporation from a raised peat bog. J. of hydrology* 193, 142 – 160 (1997)
- Chason, D.B. & D. I. Siegel: *Hydraulic conductivity and related physical properties of peat, lost River peatland, Northern Minnesota. Soil Science. 142: 91-99 (1986)*
- Childs, E. C.: *The use of soil moisture characteristics in soil studies. Soil Science* 50, 239-252 (1940)
- Clothier, B. E. & S. R. Green: *Roots: The big movers of water and chemical in soil. Soil Science Vol. 162 (8), 535-543 (1997)*
- Cowan, I. R.: *Transport of water in the soil-plant-atmosphere system. J. appl. Ecol.* 2, 221-239 (1965)
- Denmead, O. T. & R. H. Shaw: *Availability of soil water to plants as affected by soil moisture content and meteorological conditions. Agron. J.* 54, 385-390 (1962)
- DIN 19683: *Physikalische Untersuchungen von Böden*
- Döll, P.: *Modeling of moisture movement under the Influence of temperature gradients: Desiccation of mineral liners below landfills. Dissertation. Schriftenreihe Bodenökologie und Bodengenese des FG Bodenkunde und regionale Bodenkunde der TU Berlin, Heft 20, (1996)*
- Duynisveld, W.H.M.: *Entwicklung und Anwendung von Simulationsmodellen für den Wasserhaushalt und den Transport von gelösten Stoffen in wasserungesättigten Böden – Ermittlung der Nitratauswaschungsgefahr unter Ackernutzung. Dissertation beim FB Landschaftsentwicklung der TU Berlin (1983)*
- DVWK. *Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DVWK-Merkblätter, Bonn (1996)*
- Eggelsmann, R.: *in Göttlich: Moor- und Torfkunde. (1990)*
- Ehlers, W.: *Einfluss von Wassergehalt, Struktur und Wurzeldichte auf die Wasseraufnahmerate von Weizen auf Löß-Parabraunerde. Mitt. Dtsch. Bodenkdl. Ges.* 22, 141 – 156 (1975)
- Ehlers, W.: *Evapotranspiration and drainage in tilled and untilled loess soil with winter wheat and sugarbeet. Z. Acker- u. Pfl.bau,* 142, 285-303 (1976)
- Ehlers, W.: *Wasser in Boden und Pflanze. Eugen Ulmer, Stuttgart (1996)*
- Eschner, D. & R. Sauerbrey: *Ertragsentwicklung extensiv genutzten Niedermoorgrünland. DFG-Abschlußbericht in Ökologische Hefte 11 der Humboldt-Universität zu Berlin, 96-125 (1999)*
- Fiedler, S., K. Adam, M. Sommer & K. Stahr: *CO<sub>2</sub> - und CH<sub>4</sub> –Emissionen eines Feuchtegradienten im südwestlichen Alpenvorland. Mitt. der DBG* 88, 15-18 (1998)
- Flühler, H., F. Richard, K. Thalmann & F. Borer: *Einfluß der Saugspannung auf den Wasserentzug durch die Wurzeln einer Grasvegetation. Z. f. Pfl.ernähr. und Bodenkd.* 135, 583- 593 (1975)
- Feddes, R.A.: *Water, heat and crop growth. Proefschrift. Wageningen 1971*
- Feddes, R.A., P. J. Kowalik & H. Zaradny: *Simulation of field water use and crop yield. Wageningen 1978*
- Gardner, W. R.: *Dynamics aspects of water availability to plants. Soil Science* 89, 63-73 (1960)
- Genuchten, M. Th. Van: *A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. SSSAJ* 44, 892-898 (1980)
- Genuchten, M. Th. Van & D. R. Nielsen: *On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. Annales Geophysical* 3, 615-628 (1985)
- Giesel, W., M. Renger & O. Strebler: *Berechnung des kapillaren Aufstiegs aus dem Grundwasser in den Wurzelraum unter stationären Bedingungen. Z. f. Pfl.ernähr. und Bodenkd.* 132, 17 - 30 (1972)

- Gradmann, H.: *Untersuchungen über die Wasserverhältnisse im Boden. I. Jb. Wiss. Bot. 69 (1928)*
- Hainsworth, J. M. & L. A. G. Aylmore: *Water extraction by single plant roots. SSSAJ 50, 841-849 (1986)*
- Hammel, K.: *Effektive Wasser- und Stoffaufnahme durch Wurzelsysteme. Mitt. der DBG. 91, 165-168 (1999)*
- Hartge, K. H.: *Ein Haubenpermeameter zum schnellen Durchmessen zahlreicher Stechzylinderproben. Z. Kulturtechnik und Flurbereinigung 7, 155-163 (1966)*
- Hartge, K. H.: *Wasserbewegung und Wasserleitfähigkeit in nicht mit Wasser gesättigten Böden. Z. f. Pfl.ernähr. und Bodenkd. 121, 42 – 57 (1968)*
- Hartge, K. H. & R. Horn: *Einführung in die Bodenphysik. Enke 1991*
- Haude, W.: *Bestimmung der potenziellen Evapotranspiration über landwirtschaftlichen Kulturen. Mitt. d. dtsh. Wetterdienstes (1954)*
- Henning, A.: *Die Ermittlung des Bulk-Stomata-Widerstandes und der aktuellen Evapotranspiration aus Saugspannungsmessungen des Bodenwassers – dargestellt am Beispiel von Acker-Unkrautgesellschaften auf Hochflutlehm. Z. f. Pfl.ernähr. und Bodenkd. 155, 197 – 201 (1992)*
- Hennings, H. H.: *Zur Wiedervernässbarkeit von Niedermooren. Dissertation am FB Agrarwissenschaften der Georg-August-Universität Göttingen, 173 S. (1996)*
- Henseler, K. L. & M. Renger: *Die Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit im wasserungesättigten Boden mit der Doppelmembran-Druckapparatur. Z. f. Pfl.ernähr. und Bodenkd. 122, 220 – 228 (1969)*
- Hillel, D., H. Talparz & H. van Keulen: *A microscopic-scale model of soil water uptake and salt movement to plant roots. Soil Science 120, 385-399 (1975)*
- Hillel, D.: *Fundamentals of Soil physics. Academic press. New York (1980)*
- Honert, T. H. van den: *Water transport in plants as catenary process. Disc. Faraday Soc. 3, 146-153 (1948)*
- Illner, K & H. Raasch: *Der Einfluß von Torfeigenschaften auf die kapillare Leitfähigkeit in Niedermoortorfen. Archiv Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde. 21: 753 – 759 (1977)*
- Illner, K & K. Bohne: *Überden Einfluß von Grundwasserregulierung auf die technologische Eignung von Niedermoorböden. Archiv Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde. 24: 77 – 84 (1980)*
- Ilnicki, P. *Hysteresis der Wasserspannungskurve in organogenen Böden. Z. Pfl. Bodenkd. 145, 363 - 374 (1982a)*
- Ilnicki, P.: *Einfluß physikalischer Eigenschaften und anthropogener Tätigkeit auf die Hysteresis der Wasserspannungskurve organogener Böden. Z. Pfl. Bodenkd. 145, 375 - 383 (1982b)*
- Ingram, H.A.P.: *Hydrology. In Mires: Swamp, Bog, Fen and Moor. Ecosystems of the world 4A. Ed. By A.J.P. Gore (1983)*
- Knieper, M.: *Tragfähigkeit von Niedermooren in Abhängigkeit von der Nutzungsintensität. In Schriftenreihe des Landschafts-Fördervereins Nuthe-Nieplitz-Niederung e.V.: Angepasstes Befahren von Niedermoorgrünland. Heft 3 (1999)*
- Kraschinski, S., A. Prochnow, R. Tölle & J. Hahn: *Verfahrenstechnische Arbeiten zur Befahrbarkeit von Niedermoorgrünland. In Schriftenreihe des Landschafts-Fördervereins Nuthe-Nieplitz-Niederung e.V.: Angepasstes Befahren von Niedermoorgrünland. Heft 3 (1999)*
- Koorevaar, P. G., G. Melnik & C. Dirksen: *Elements of soil physics. Elsevier(1983)*
- Kuntze, H.: *Niedermoore als Quelle und Senke für C und N. Wasser und Boden 45 (1993)*
- Lehrkamp, H.: *Persönliche Mitteilung. (1998)*



- Lorenz, W., R. Sauerbrey, D. Eschner, H. Lehrkamp & J. Zeitz: Zustand der landwirtschaftlich genutzten Niedermoore in der ehemaligen DDR. *Wasser und Boden* 44 (1992)
- Loxham, M. & W. Burghardt: Saturated and unsaturated permeabilities of north german peats. In Fuchsman, C. H.: *Peat and water*, 37-59, (1986)
- Malicki, M. A., R. Plagge & C. H. Roth: Improving the calibration of dielectric TDR soil moisture determination taking into account the solid earth. *European J. Soil Science* 47, 357-366 (1994)
- Menzel, L.: *Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre*. Dissertation, ETH-Zürich Nr. 11790 (1996)
- Meyer, K.: *Die Flüsse der klimarelevanten Gase CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> und N<sub>2</sub>O eines nordwestdeutschen Niedermoors unter dem Einfluss der Wiedervernässung*. Dissertation, *Göttinger Bodenkundliche Berichte* 111 (1999)
- Molz, F. J. & I. Remson: Extraction term models of soil moisture use by transpiring plants. *Wat. Res. Res.* 6, 1346-1356, (1970)
- Molz, F. J.: *Models of water Transport in Soil-Plant System: A review*. *Wat. Res. Res.* 17, 1245-1260, (1981)
- Monteith, J. L.: *Evaporation and environment*. *Proc. Symp. Soc. Exp. Biol.* 19, 205-234 (1965)
- Monteith, J. L.: *Principles of Environmental Physics*. London 1973
- Mualem, Y.: A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Res. Res.* 12, 513-522 (1976)
- Mundel, G.: *Zur Entstehung des Havelländischen Luches*. *Z. Landeskultur* 10, 313-322 (1969)
- Mundel, G.: *Untersuchungen zur Torfmineralisation in Niedermooren*. *Archiv Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde* 20, 669-679 (1976)
- Mundel, G.: *Untersuchungen über die Evapotranspiration von Grasland auf Grundwasserstandorten. 1. Mitteilung: Beziehungen zwischen meteorologischen Faktoren und Evapotranspiration*. *Archiv Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde* 26: 507 – 513 (1982a)
- Mundel, G.: *Untersuchungen über die Evapotranspiration von Grasland auf Grundwasserstandorten. 2. Mitteilung: Beziehungen zwischen Bodenfaktoren und Evapotranspiration*. *Archiv Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde* 26: 515 – 521 (1982b)
- Mundel, G.: *Untersuchungen über die Evapotranspiration von Grasland auf Grundwasserstandorten. 3. Mitteilung: Beziehungen zwischen Stoffproduktion und Evapotranspiration*. *Archiv Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde*. 26: 629 – 638 (1982c)
- Nobel, P. S.: *Physicochemical and environmental plant physiology*. San Diego (1991)
- Paulmann, A. & S. Marquart: *Bodenphysikalische und bodenchemische Charakterisierung von Kalkmudden. Studienprojekt im Studiengang Technischer Umweltschutz*. TU Berlin, FG Bodenschutz und Standortkunde (1998)
- Penman, H. L.: *Natural evaporation from open water, bare soil and grass*. *Proc. Royal Soc. Ser. A* (193), 120 – 145 (1948)
- Pereira, L. S., A. Perrier, R. G. Allen & I. Alves: *Evapotranspiration : Concepts and future trends*. *J. of irrigation and drainage engineering* 125 (2), 45 – 51 (1999)
- Perrier, A.: *Evapotranspiration et bilan hydrique*. *La Météorologie* 6 (11), 7 – 16 (1977)
- Petersen, A.: *Die Gräser als Kulturpflanzen und Unkräuter auf der Wiese*. (1992)

- Pfleiderer, C.: Kennzeichnung von flachgründig unterlagerten Niedermoorfolgeböden. Diplomarbeit an der TU Berlin, FG Bodenkunde (1999)
- Plagge, R.: Bestimmung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit. Dissertation. Schriftenreihe Bodenökologie und Bodengenese des FG Bodenkunde und regionale Bodenkunde der TU Berlin, Heft 3, (1991)
- Plagge, R., C.H. Roth und M. Renger: Kontinuierliche Messungen des Bodenwassergehaltes im Feld und im Labor mittels TDR. DFG-Abschlußbericht. TU Berlin, Institut für Ökologie, FG Bodenkunde (1994)
- Plagge, R., C.H. Roth und M. Renger: Bestimmung des Wassergehaltes von Böden mit Hilfe der TDR. Z. Kulturtechnik und Landentwicklung 38 (1), 36 – 42 (1997)
- Prochnow, A. & J. Zeitz: Die Befahrbarkeit – ein zentrales Problem der Niedermoornutzung. In Schriftenreihe des Landschafts-Fördervereins Nuthe-Nieplitz-Niederung e.V.: Angepasstes Befahren von Niedermoorgrünland. Heft 3 (1999)
- Quast, J.: Wege zu einem nachhaltigen miteinander von Landnutzung, Naturschutz und Wasserwirtschaft. Arch. Acker-, Pfl. U. Boden 44, 323-347 (1999)
- Renger, M., W. Giesel, O. Strebel und S. Lorch: Erste Ergebnisse zur quantitativen Erfassung der Wasserhaushaltskomponenten in der ungesättigten Bodenzone. Z. Pfl. Bodenkd. 126, 15 - 33 (1970)
- Renger, M., W. Giesel und O. Strebel: Der Einfluß des Übergangswiderstandes bei Wasserleitfähigkeitsmessungen an ungesättigten Bodenproben mit der Doppelmembran-Druckapparatur. Z. Pfl. Bodenkd. 133, 99 – 102 (1972)
- Renger, M., R. Bartels, O. Strebel & W. Giesel: Kapillarer Aufstieg aus dem Grundwasser und Infiltration bei Moorböden. Geologisches Jahrbuch, F3, 9 – 51 (1976)
- Renger, M. & O. Strebel: Beregnungsbedürftigkeit der landwirtschaftlichen Nutzflächen in Niedersachsen. Geologisches Jahrbuch, F3, 3 – 66 (1982)
- Renger, M. & O. Strebel: Einfluss des Grundwasser-Flurabstandes auf Grundwasserneubildung, Evapotranspiration und Pflanzenertrag. Z. Dtsch. Geol. Ges. 134, 371-38,1 (1983)
- Renger, M. & G. Wessolek: Auswirkungen von Grundwasserabsenkung und Nutzungsänderung auf die Grundwasserneubildung. Mitt. Inst. Für Wasserwesen, Univ. der Bundeswehr München, Heft 386, 295 – 307 (1990)
- Renger, M., H. Stoffregen, J. Klocke, M. Facklam, G. Wessolek, H. Roth & R. Plagge: Ein autoregressives Verfahren zur Bestimmung der gesättigten und ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit. Z. Pfl. Bodenkd. 162, 123 – 130 (1998)
- Reynolds, W.D. & D.E. Elricks: Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. SSSAJ 55, 633-639 (1992)
- Richards, L. A., W. R. Gardner and G. Ogata: Physical processes determining water loss from soil. Soil Science Soc. of America Proc.: Vol. 20, 310 - 314 (1956)
- Richter, D.: Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 194 (1995), 93 S.
- Rijtema, P. E.: An analysis of actual evapotranspiration. Agriculturalresearch reports no 659, Wageningen (1965)
- Rose, C.W. & W.R. Stern: Determination of withdrawal of water from soil by crop roots as a function of depth and time. Austr. J. Soil Res. 5, 11-19 (1967)
- Roth, K., H. Schulin, H. Flühler & W. Attinger: Calibration of TDR for water content measurement using a composite dielectric approach. Water Resour. Res.: 26, 2267 - 2273

- Sambale, C.: *Experimentelle und modellgestützte Wasserhaushaltsuntersuchungen im System Boden – Pflanze – Atmosphäre*. Dissertation. IHI-Schriften Zittau, Heft 8 (1998)
- Sauerbrey, R.: *Untersuchungen zur kapillaren Leitfähigkeit in Niedermoorböden*. Dissertation B (1981)
- Sauerbrey, R.; E. Gebhardt & H. Raasch: *Methodische Untersuchungen der pF-Bestimmungen an Niedermoor torfen und daraus ableitbare Schlußfolgerungen*. Tag.-Ber., Akad. Landwirtsch.-Wiss. DDR, Berlin 269, S. 581 – 584 (1988)
- Sauerbrey, R., D. Eschner & K. Todt: *Untersuchungsergebnisse zur C- und N-Dynamik in Niedermoorböden*. (1991)
- Sauerbrey R. und Mitarbeiter.: *Persönliche Mitteilung* (1999 b)
- Sauerbrey, R. & J. Zeitz: *Handbuch der Bodenkunde*. Kap. 3.3.3.7 (1999)
- Schalitz, G., M. Fechner, D. Hölzel & K. d. Robowsky: *Wasserverbrauch, Stoffaustrag, Ertrag und Qualitätsparameter nachwachsender Rohstoffpflanzen*. in Schalitz et al. 1996: *Stoffhaushalt von Niedermooren und hydromorphen Mineralböden des nordostdeutschen Tieflandes*. Zalf-Bericht Nr. 26, Müncheberg (1996)
- Schendel, U.: *Messungen mit Grundwasserlysimetern über den Wasserverbrauch oberflächennahem Grundwasser*. Z. Kulturtechnik . Flurber., 314-326 (1968)
- Schindler, U. & Dannowski, R.: *Untersuchungen zum kapillaren Wasseraufstieg aus dem Grundwasser*. 1. Mitteilung: *Methodik zur Quantifizierung des kapillaren Wasseraufstiegs*. Arch. Acker- u. Pfl.bau u. Bodenkd., 26 (3), 125 – 132 (1982)
- Schindler, U., L. Müller & W. Schäfer: *Entwicklung der physikalischen und hydrologischen Eigenschaften einer Tiefpflug-Sanddeckkultur*. Z. f. Kulturtechnik und Landentw. 40, 65-72 (1999)
- Schmidhalter, U. & J. J. Oertli: *Grundwasseraufstieg in mehrschichtigen schluffigen und lehmigen Sandböden*. Z. f. Kulturtechnik und Landentwicklung 34, 279 – 288 (1993)
- Schmidt, W. & K. Illner: *Die Bodenformen landwirtschaftlich genutzter Niedermoore*. Z. f. Melioration u. Landwirtschaftsbau 10, 166 – 168 (1976)
- Schmidt, W., G. Mundel, A. W. Scholz & v.d. Waydbrink: *Kennzeichnung und Beurteilung der Bodenentwicklung auf Niedermoor unter besonderer Berücksichtigung der Degradierung*. Forsch.-Bericht Inst. Futterproduktion Paulinenaue AdL der DDR
- Schmidt, W.: *Zur Bestimmung der Einheitswasserzahl von Torfen*. Archiv Acker- u. Pfl.bau u- Bodenkd. 30, 251-257 (1986)
- Schneider, R.: *Das Obere Rhinluch – Natur und landeskulturelle Probleme eines Flachmoors*. Veröff. Bez.-Mus. Potsdam 11, 5 – 62 (1966)
- Schrödter, H.: *Verdunstung: Anwendungsorientierte Messverfahren und Bestimmungsmethoden*, Springer (1986)
- Schouvenaars, J. M. & J. P. M. Vink: *Hydrophysical Properties of peat relicts in a former bog and perspectives for sphagnum regrowth*. International peat journal 4, 15-28 (1992)
- Schulz, R.: *Bodenentwicklung auf Niedermoorböden Nordostdeutschlands*. Z. f. Kulturtechnik u. Landschaftsentw. 36 (1995)
- Seen, D.L., A. Chehbouni, E. Njoku, S. Saatchi, E. Mougin & B. Monteny: *An approach to couple vegetation functioning and soil-vegetation-atmosphere-transfer models for semiarid grasslands during the HAPEX-Sahel experiment*. Agricultural and Forest Meteorology 83, 49-74 (1997)
- Slatyer, R. O.: *Plant-Water relationships*. Academic, London (1967)

- Sponagel, H.: *Zur Bestimmung der realen Evapotranspiration landwirtschaftlicher Kulturpflanzen. Geologisches Jahrbuch Reihe F, Heft 9 (1980)*
- Strebel, O., Renger, M. & W. Giesel: *Bestimmung des Wasserentzuges aus dem Boden durch die Pflanzenwurzeln im Gelände als Funktion der Tiefe und der Zeit. . Z. Pfl. Bodenkd. 136, 61–72 (1975)*
- Succow, M.: *Landschaftsökologische Moorkunde. Gebrüder Borntraeger (1988)*
- Szeicz, G. & I. F. Long: *Surface resistance of crop canopies. Water res. Res. 5, 622-633 (1969)*
- Thiatmer, J.: *Beziehung zwischen Grundwasserstand und Verdunstung auf verschiedenen Sandsubstraten. Arch. Acker- u. Pfl.bau u. Bodenkd., 21, 759-766 (1977)*
- Thom, A. S. & H. R. Oliver: *On Penman's equation for representing regional evaporation. Quart. J. Roy. Soc. 103, 345-357, (1977)*
- Titze, E.: *Die Wirkung des Wasserhaushaltes auf die Fruchtbarkeit tiefgründiger Niedermoore. Wissenschaftliche Z. der Wilhelm-Pieck-Universität Rostock. 39-41 (1983)*
- Topp, G. C., J.J. Davis & A. P. Annan: *Electromagnetic determination of soil water content: measurments in coaxial transmisson lines. Water Resour. Res.: 16, 579 – 582 (1980)*
- Vetterlein, E.: *Ein Doppelmembran-Apparat zur Bestimmung der kapillaren Leitfähigkeit von Bodenproben. Thaer-Archiv 8, 37 – 45 (1964)*
- Vetterlein, E.: *Bodenphysikalische Parameter auf der Grundlage von Substrat-Horizont-Gruppen. Tag.-Ber. Der AdL, Nr. 245 (Standortkennzeichnung für die intensive Pflanzenproduktion), S. 241- 248 (1986)*
- Watson K.W. & R.J. Luxmoore: *Estimating macroporosity in forest watershed by use of a tension infiltrometer. Journal Soil Science Am. 50, 578-582 (1986)*
- Wendling, U., H.-G. Schellin & M. Thomä: *Bereitstellung von täglichen Informationen zum Wasserhaushalt des Bodens für die Zwecke der agrarmeteorologischen Beratung. Z. Meteorol. 41, 468-475 (1991)*
- Wendling, U.: *Berechnung der Gras-referenzverdunstung mit der FAO-Penman-Monteith-Beziehung. Wasserwirtschaft 85, 602-604 (1995)*
- Wessolek, G., M. Renger, O. Strebel, & H. Sponagel: *Einfluss von Boden und Grundwasser-Flurabstand auf die jährliche Grundwasserneubildung. Z. Kulturtechnik und Flurber. 26, 130-137 (1985)*
- Wessolek, G.: *Einsatz von Wasserhaushalts- und Photosynthesemodellen in der Ökosystemanalyse. Schriftenreihe des FB Landschaftsentwicklung der TU Berlin 61. (1989)*
- Wessolek, G., D. Eschner, M. Facklam, M. Renger; R. Sauerbrey, K. Schwärzel & V. Siewert: *Kennzeichnung der Bodenentwicklungsprozesse in Niedermooren. DFG-Abschlußbericht in Ökologische Hefte 11 der Humboldt-Universität zu Berlin, 96-125 (1999)*
- Wessolek, G.: *Persönliche Mitteilung (2000)*
- Wind, G. P.: *Capillary rise and some applications of the theory of moisture movement in unsaturated soils. Inst. Land Wat. Managem. Res., Wageningen, Techn. Bull. 22 (1961)*
- Wolf, K. L.: *Physik und Chemie der Grenzflächen. Springer-Verlag Berlin (1957)*
- Zeitz, J.,E. Titze & W. Kosov: *Auswirkungen von zu tiefen Grundwasserständen auf Standorteigenschaften und Ertrag bei tiefgründigen Niedermooren. Feldwirtschaft 28, 214-216 (1987)*
- Zeitz, J.: *Untersuchungen zu ausgewählten bodenphysikalischen Kennwerten in Niedermooren im Hinblick auf Melioration und Bewirtschaftung. Humboldt-Universität zu Berlin, Diss. B (1988)*

- Zeitz, J.: Untersuchungen über Filtrationseigenschaften von Niedermoorböden mit Hilfe verschiedener Methoden unter Berücksichtigung der Bodenentwicklung. Z. f. Kulturtechnik und Landentwicklung 32, 227-234 (1991)*
- Zeitz, J.: Bodenphysikalische Eigenschaften von Substrat-Horizont-Gruppen in landwirtschaftlich genutzten Niedermooren. Z. f. Kulturtechnik und Landentwicklung 33, 301 – 307 (1992)*
- Zeitz, J. & H. Lehrkamp: in Kretschmer, H. et al.: Ökologische Entwicklungskonzept Oberes Rhinluch. BMBF-Forschungsbericht (1999)*

## 10 Danke!

Die vorliegende Arbeit entstand während der Jahre 1997 bis 2000 am Fachgebiet Standortkunde und Bodenschutz der Technischen Universität. Gefördert wurde diese Arbeit durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Schwerpunktprogrammes „Grundlagen umweltschonender Nutzungsstrategien im nordostdeutschen Tiefland“. Herzlich bedanken möchte ich mich bei allen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Meine Freundin Marita brachte mir während der Endphase der Arbeit sehr viel Geduld und Verständnis entgegen. Vielen Dank dafür und für vieles andere ...

Herrn Prof. Dr. G. Wessolek danke ich für die Überlassung des Themas, die anregenden Diskussionen und die freundliche Aufnahme an seinem Lehrstuhl sowie für den gewährten Freiraum in der Endphase der Arbeit. Herrn Prof. Dr. M. Renger danke ich für die Übernahme des Koreferates, für sein Interesse am Fortgang der Arbeit, seine ständige Diskussionsbereitschaft und die mich weiterführenden Hinweise. Für seine Unterstützung bedanke ich mich herzlich. Frau Prof. Dr. J. Zeitz von der Humboldt-Universität zu Berlin danke ich für die freundliche Übernahme des Koreferates und die kritischen Hinweise.

Herr Dr. H. Bohl betreute in der ersten Phase des Antragszeitraumes das Projekt. Großzügig überließ er mir Daten. Herr Dipl.-Ing. M. Facklam machte mich mit der Feldbodenkunde vertraut. Sein Rat, seine Geduld und seine ständige Diskussionsbereitschaft begleitete mich während meiner gesamten Arbeit. Vielen Dank! Die Hinweise und Vorschläge von Herrn Dr. H. Stoffregen trugen entscheidend zum Fortgang der Arbeit bei. Seine Ideen bereicherten diese Arbeit. Bedanken möchte ich mich auch für seine Geduld, mir zu zuhören. Herrn Dr. Samuel Adiku aus Ghana danke ich für die Motivation, ein eigenes Wasserhaushaltsmodell zu entwickeln. Seine hervorragende Einführung in die Programmierung und Modellierung brachte diese Arbeit voran.

Für die Zusammenarbeit und Hilfe danke ich den Herren Prof. Dr. R. Sauerbrey, Prof. Dr. D. Eschner, Dr. H. Lehrkamp, Dipl.-Ing. S. Rohde und Frau Dipl.-Ing. V. Siewert.

Den Herren Karl Böttcher, Karsten Gartenschläger und Hartmut Küster danke ich für die Entwicklung und Anfertigung der Messapparaturen.

Für die Durchführung von Labor- und Feldmessungen danke ich Karl Böttcher, Christine Ehrlicher, Michael Facklam, Karsten Gartenschläger, Andreas Greifenhagen, Ron Grube, Sabine Hoffmann, Maik Sarnes, Christian Siewert, Michaela Tiek und Kotan Yldiz.

Für die intensive Suche nach Fehlern im Text danke ich Frau Dipl.-Ing. C. Moniak-Facklam.

Allen anderen Kolleginnen und Kollegen des Institutes danke ich für die freundliche Atmosphäre und Zusammenarbeit.