



Asal	: Hadiah Taperta. 2	Klass
	<del>Publication</del>	631.7
Terima	: TEL 1 OCT 1997	Bow
No. Buk	: R197 - 3.099	w
		lex.

lly

**Wasserhaushalt eines ehemaligen Rieselfeldstandortes  
in Berlin-Buch**

vorgelegt von  
Cahyoadi Bowo  
aus Jember, Indonesien

vom Fachbereich 7 - Umwelt und Gesellschaft -  
der Technischen Universität Berlin  
zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor der Agrarwissenschaften  
- Dr. sc. agr. -

genehmigte Dissertation

Promotionsauschuß

Vorsitzender:	Prof. Dr. Heiko Diestel
Berichter:	Priv. Doz. Dr. Gerd Wessolek
Berichter:	Prof. Dr. Manfred Renger

Tag der wissenschaftlichen Aussprache: 14. Mai 1997

Berlin 1997

D83



## ABSTRACT

Extensive field and laboratory investigations were carried out on a former sewage farm area in Berlin-Buch during 1993 to 1996. The objectives were to study the soil characteristics of the area and to calculate the soil water balance.

For the purpose of this study, an observation station was built on the site equipped with Time Domain Reflectometry (TDR-probes) to detect the soil water content, a new model of rinseable tensiometer to detect soil water tension, and a meteorological station for rainfall, air humidity, temperature and wind speed measurement.

In order to determine spatial variability of soil water parameters, transect measurements were performed on two different soil depths at distances of 0.15 and 1 meter. The method of measurements are explained in detail.

The soil physical characteristics and the soil horizon diagnostics were analyzed in the laboratory using pF-curve, saturated hydraulic conductivity ( $k_p$ ), and unsaturated hydraulic conductivity ( $k_u$ ) analysis. The  $k_u$  measurement was tested both in the laboratory using APM method (Instantaneous Profile Method) and in the field by determine the dynamics of soil water content and soil water tension on an unvegetated plot. Root distribution was analyzed by taking root samples during the vegetation period.

From the data acquired throughout the study, the water budgets were calculated. The soil hydraulic conductivity results from the field and the laboratory were compared. The acquired data were also used for the calibration and validation of a numerical simulation model for the calculation of water transport.

The results show that soils of the sewage farm area have low water storage (field capacity) and a relatively high permeability to the ground water zone. In addition, the research shows that soils of the sewage farm area have a very high spatial variability caused by the former land use and its original landscape.

This field study on highly contaminated soils also indicates the suitability of the TDR-probes and tensiometer equipment for long-term water flux measurements without disturbing the soil. Furthermore, the research shows that for this relatively complicated field condition, it is possible to apply numerical simulation model and produce good results.

## Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Ökologie, Fachgebiet Bodenkunde, der Technischen Universität Berlin angefertigt.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Priv. Doz. Dr. Gerd Wessolek für die Themenstellung sowie die langjährige intensive fachliche Unterstützung bei der Erstellung der Arbeit.

Herrn Prof. Dr. Manfred Renger möchte ich für seine große inhaltliche und organisatorische Unterstützung danken, die mir ermöglichte, in Berlin, in Seinem Fachgebiet, zu promovieren.

Herrn Dipl. Ing. Christian Hoffmann und Herrn Dipl. Ing. Lutz Schlenther danke ich für die freundliche Zusammenarbeit während meines Aufenthalts in Berlin im ÖSP- und IFP-Projekt sowie für die intensive Betreuung und Diskussionen.

Bei Herrn Dr. Heiko Bohl, Dipl. Ing. Michael Facklam, Dr. Jochen Gross, Dipl. Ing. Sebastian Kofalk, Dr. Rudolf Plagge und Dipl. Phys. Heiner Stoffregen möchte ich mich für die Diskussionen und viele neue Anregungen zu meiner Arbeit bedanken.

Dipl. Ing. Willi. Wesselman danke ich für den Einbau der Meßstation, Dipl. Ing. Jörn Klocke für die Laborarbeiten und EDV-Hilfe sowie Karl Böttcher und Carsten Gartenschlager für die Unterstützung der Arbeiten in der Werkstatt.

Mein herzlicher Dank gilt Frau cand. geol. Silke Reinhardt für die detektivische Fehlersuche im Text. Meinen Kolleginnen und Kollegen am Institut der Bodenkunde danke ich herzlich für die gemeinsam verbrachte Zeit.

Abschließend möchte ich dem Deutschen Akademischen Austauschdienst (DAAD) für die langjährige finanzielle Förderung, die mir den Aufenthalt in Deutschland ermöglichte, meinen besonderen Dank aussprechen.

**INHALTSVERZEICHNIS**

<b>1. EINLEITUNG UND ZIELSETZUNG</b> .....	<b>1</b>
<b>2. WASSERHAUSHALTSUNTERSUCHUNGEN IM RAUM BERLIN</b> .....	<b>3</b>
2.1 KLIMATISCHE KENNWERTE.....	3
2.2 BODENWASSERHAUSHALT.....	5
<b>3. VERFAHREN ZUR BILANZIERUNG DES BODENWASSERHAUSHALTES</b> .....	<b>9</b>
3.1 LYSIMETER.....	9
3.2 GELÄNDEMESSUNGEN.....	11
3.3 BERECHNUNGSVERFAHREN (MODELLE).....	15
<b>4. STANDORT</b> .....	<b>17</b>
4.1 BODENKUNDLICH- HYDROGEOLOGISCHE SITUATION.....	17
4.2 NUTZUNG UND VEGETATION.....	18
4.3 STANDORTEIGENSCHAFTEN.....	19
<b>5. GELÄNDEUNTERSUCHUNGEN</b> .....	<b>21</b>
5.1 AUFBAU DER MEBSTATION.....	21
5.2 TDR-MEBTECHNIK.....	22
5.3 TENSIO-METER-MEBTECHNIK.....	23
5.4 $K_u$ -BESTIMMUNG IM GELÄNDE.....	24
5.5 TRANSEKTUNTERSUCHUNGEN.....	26
<b>6. LABORUNTERSUCHUNGEN</b> .....	<b>28</b>
6.1 PROBENAHME.....	28
6.2 KORNGRÖßENVERTEILUNG, LAGERUNGS- UND PARTIKELDICHTE.....	29
6.3 PORENGRÖßENVERTEILUNG (PF-KURVE).....	29
6.4 GESÄTTIGTE LEITFÄHIGKEIT ( $K_r$ ).....	29
6.5 UNGESÄTTIGTE LEITFÄHIGKEIT ( $K_u$ ).....	31
<b>7. ERGEBNISSE DER GELÄNDE- UND LABORMESSUNGEN</b> .....	<b>34</b>
7.1 BODENPHYSIKALISCHE UND BODENCHEMISCHE EIGENSCHAFTEN UND KENNWERTE.....	34
7.2 KLIMATISCHE WASSERBILANZ IM MEBZEITRAUM 1993-1996.....	40
7.3 WURZELLÄNGENDICHTE UND -VERTEILUNG IM BODEN.....	46
7.4 DYNAMIK DES BODENWASSERHAUSHALTES.....	48
7.5 RÄUMLICHE VARIABILITÄT VON BODENWASSERGEHALTEN UND BODENEIGENSCHAFTEN.....	55
<b>8. SIMULATION DES WASSERHAUSHALTS</b> .....	<b>62</b>
8.1 MATHEMATISCHE BESCHREIBUNG DER WASSERBEWEGUNG IM UNGESÄTTIGTEN BODEN.....	62
8.2 BESCHREIBUNG DES MODELLS.....	64
8.3 ANFANGS- UND RANDBEDINGUNGEN; KONVERGENZ UND STABILITÄT DER NUMERISCHEN LÖSUNG.....	65
8.4 EVAPOTRANSPIRATION UND WASSERAUFNAHME DURCH PFLANZENWURZELN.....	68
8.5 EINGABEDATEN DES MODELLS.....	72
8.6 WASSERBILANZEN UND MODELLERGEBNISSE.....	73
<b>9. DISKUSSION UND AUSBLICK</b> .....	<b>76</b>
<b>10. ZUSAMMENFASSUNG</b> .....	<b>80</b>
<b>LITERATURVERZEICHNIS</b> .....	<b>81</b>
<b>ANHANG</b> .....	<b>89</b>



## 1. EINLEITUNG UND ZIELSETZUNG

Seit 1992 werden bodenphysikalische und bodenchemische Untersuchungen auf den ehemaligen Rieselfeldern bei Berlin-Buch durch die Technische Universität Berlin durchgeführt. Aus den umfangreichen und detaillierten Ergebnissen dieser Untersuchungen geht hervor, dass die Einlaßbereiche der ehemaligen Rieselgalerien zu den mit organischen und anorganischen Schadstoffen am höchsten belasteten Flächen Berlins gehören (SCHLENTHER et al., 1992). Durch die Einstellung der langjährigen intensiven Berieselung mit bis zu 10.000 mm/a und durch die zum Teil tiefgründigen und umfangreichen Erdbewegungen bei der Planierung der Flächen, befindet sich der Boden zur Zeit in einem gestörten, heterogenen und dynamischen Zustand, der durch eine relativ hohe Schadstoffverlagerungsgefahr gekennzeichnet ist. Es besteht mittel- bis langfristig die Gefahr, dass die anorganischen (z.B. Schwermetalle, Nitrate, Sulfate) und organischen Schadstoffe (z.B. PAKs und PCBs) durch die z.Z. stattfindenden Bodenzustandsänderungen (pH-Abfall, Humusumsetzungen) mobilisiert und verlagert werden können. Diese Verlagerungsprozesse können zum Eintrag der Schadstoffe in Oberflächengewässer und in das oberflächennahe Grundwasser führen.

Diese Arbeit soll anhand einer bodenphysikalischen Bestandsaufnahme in Verbindung mit zeitlich und räumlich hochauflösenden Geländemessungen zur Bodenwasserdynamik einen Beitrag dazu leisten, Stoffbilanzen zu erstellen. Bislang liegen derartige bodenphysikalische Messungen und Wasserhaushaltsuntersuchungen von stark belasteten Rieselfeldern nur begrenzt vor (s. Kap. 2 und 3). Neue Meßtechniken zur Bodenfeuchtemessung (TDR-Sonden) und hochauflösende Tensiometer werden in dieser Arbeit vorgestellt, um in der ungesättigten Bodenzone innerjährliche Wasserbilanzen zu erstellen; die verwendete Meßtechnik wird ausführlich in den Kap. 5 und 6 erläutert. Bei der Anlage der Dauermeßfläche und Durchführung von Transektuntersuchungen war es konzeptionell erforderlich, folgende Besonderheiten des Standortes zu berücksichtigen: heterogener Bodenaufbau, kleinräumliche Reliefunterschiede, ungleichmäßiger Grasbewuchs und Durchwurzelungsintensität. In den Abschnitten Standortbedingungen (Kap. 4), Gelände- (Kap. 5) und Laboruntersuchungen (Kap. 6) wird diese Problematik methodisch intensiv behandelt. In Kap. 7 werden schließlich die Labor- und Geländeergebnisse dieser dreijährigen Untersuchung zusammenfassend dargestellt und interpretiert.

Der hohe Meßaufwand ist für Bilanzierungszwecke erforderlich, da bei abwärts gerichteter Wasserbewegung Schadstoffe unterhalb des Wurzelraums in Richtung Grundwasser transportiert werden. Die Höhe der Austragsmenge steht dabei in direkter Beziehung zur Sickerwassermenge; sie ist zweitens abhängig von der Bodenlösungskonzentration. Durch die Ermittlung der Grundwasserneubildung und Analyse des Sickerwassers können quantitative und qualitative Aussagen zu den verlagerten Schadstoffen getroffen werden.

Durch die Einbeziehung bzw. Kalibrierung eines numerischen Wasserhaushalts-Simulationsmodells für diese Standortbedingungen versucht diese Arbeit auch eine Basis für zukünftige Prognoseberechnungen von Stofffrachten zu schaffen (s. Kap. 8). Es sei

betont, dass diese Arbeit sich ausschließlich mit den Aspekten der bodenphysikalischen Kennzeichnung des Versuchstandortes und der Erfassung der Bodenwasserhaushaltskomponenten befaßt; Aspekte des Schwermetallverhaltens im Boden und der Bodenlösung sowie der Schadstoffverlagerung dieses Standortes werden in Arbeiten von HOFFMANN et al. (1995a, 1995b, 1996a, 1996b) behandelt.



## 2. WASSERHAUSHALTSUNTERSUCHUNGEN IM RAUM BERLIN

### 2.1 Klimatische Kennwerte

Berlin befindet sich im Grenzbereich zwischen ozeanisch und kontinental geprägtem Klima, sowie im Übergangsbereich von semihumiden und semiariden Verhältnissen. Die Jahresmitteltemperatur liegt bei  $+8,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Das langjährige Mittel der Niederschläge beträgt für die Wetterstation Berlin Dahlem  $580\text{ mm}$  (HORBERT, 1986).

Die mittleren monatlichen Niederschlagsmengen im Zeitraum 1908-1991 sind in Abb. 2.1.1 graphisch dargestellt. Da die Niederschlagsverteilungen der einzelnen Monate deutlich Schiefen aufweisen, sind anstelle der arithmetischen Mittelwerte die Mediane angegeben. Aus der Darstellung geht hervor, dass die Niederschläge relativ gleichmäßig über das Jahr verteilt sind, aber die Extremwerte einzelner Jahre jedoch große Spannen aufweisen.

In den Sommermonaten Juni bis August tritt meist ein leichtes Maximum auf, welches allerdings in erster Linie auf einzelne Jahre mit extrem hohen Sommerniederschlägen zurückzuführen ist. Dies wird durch die großen Differenzen zwischen Median- und Maximalwerten verdeutlicht. Häufig resultieren hohe sommerliche Niederschlagsmengen aus einigen Starkereignissen, zwischen denen lange Trockenphasen liegen können.

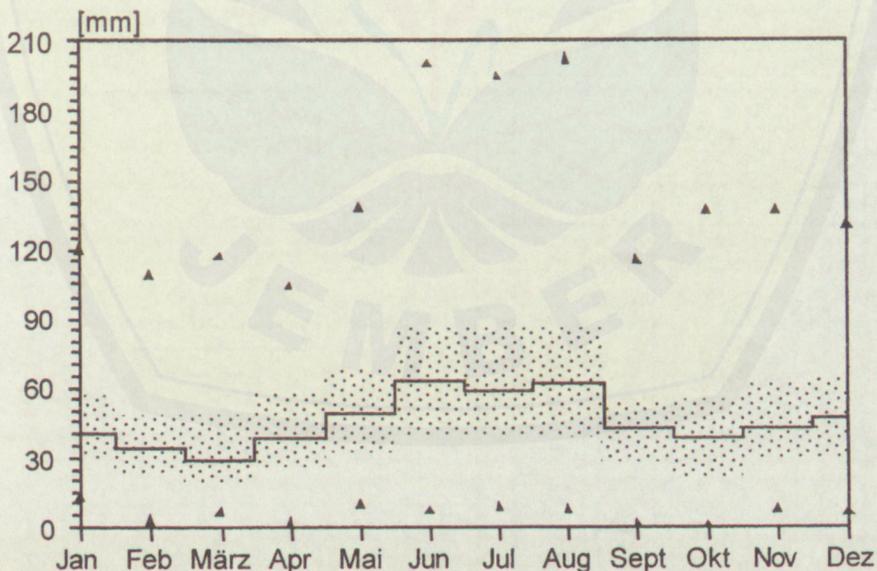


Abb. 2.1.1: Niederschlagsverteilung 1908-1991. Durchgezogene Linie: Median (50%-Fraktile), Obergrenze punktierter Bereich: 75%-Fraktile, Untergrenze punktierter Bereich: 25%-Fraktile, Dreiecke: Minimum-/Maximumwerte

In den Monaten Mai bis September treten oft wochenlange niederschlagsfreie Perioden auf, die von hohen Temperaturen begleitet werden. Der semiaride Charakter des Berliner

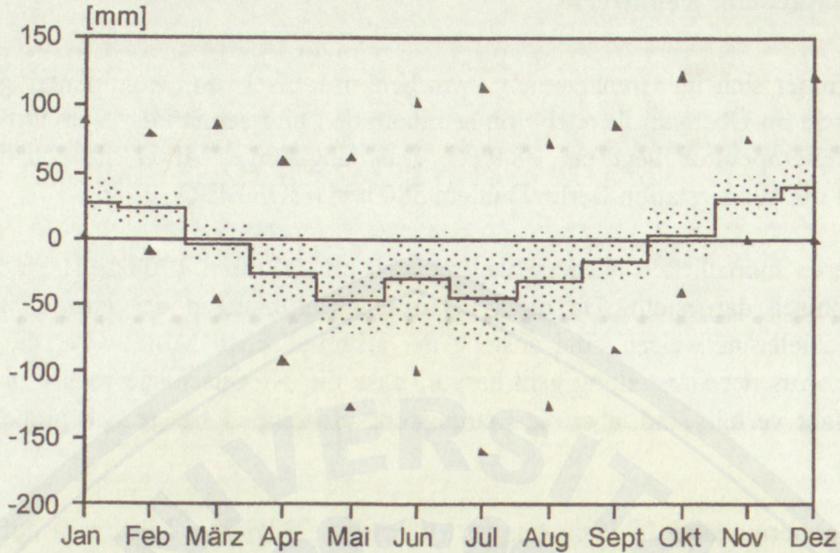


Abb. 2.1.2: Monatliche klimatische Wasserbilanz (Niederschlag minus potentielle Verdunstung nach HAUDE) im Zeitraum 1950-1991. Durchgezogene Linie: Median (50%-Fraktile), Obergrenze punktierter Bereich: 75%-Fraktile, Untergrenze punktierter Bereich: 25%-Fraktile, Dreiecke: Minimum-/Maximum Werte

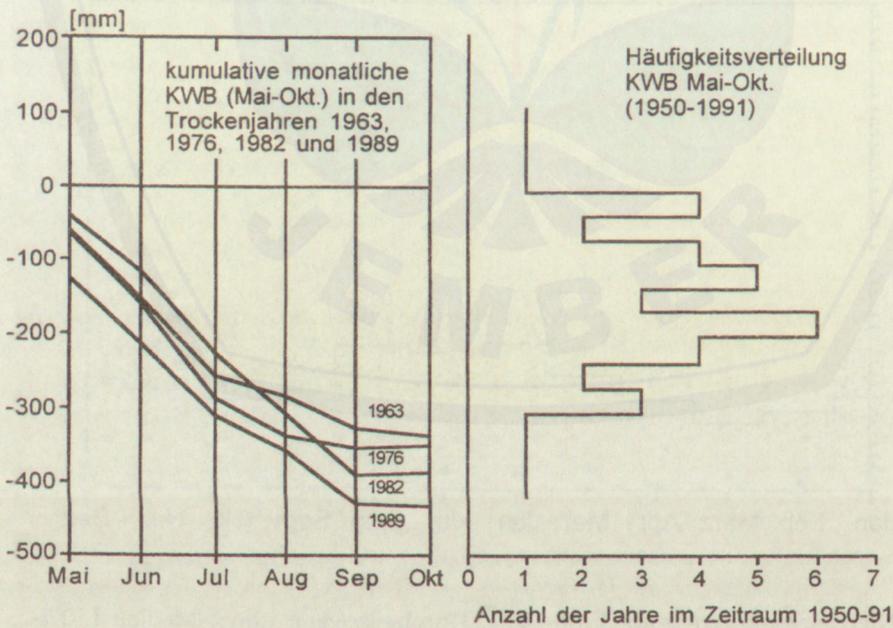


Abb. 2.1.3: Klimatische Wasserbilanz (Mai-Oktober). Links: kumulative Darstellung am Beispiel von vier Trockenjahren, rechts: Häufigkeitsverteilung der KWB 1950-1991

Klimas wird durch das Auftreten solcher Trockenphasen unterstrichen. Die klimatische Wasserbilanz (Niederschlag minus potentielle Verdunstung nach Haude (HAUDE, 1954)) der Sommermonate weist im Vergleich der Jahre große Unterschiede auf (Abb. 2.1.2). Die Spanne zwischen den Extremwerten im Juli liegt bei mehr als 250 mm. Abb. 2.1.3 zeigt den kumulativen Verlauf der klimatischen Wasserbilanz für 4 typische Trockenjahre. Im Jahr 1982 herrschte innerhalb der Monate Juli bis September eine 27-tägige und eine 30-tägige Trockenphase.

Nach der Wuchsgebietszuordnung von KOPP (1969), die auf den mittleren Jahresniederschlägen und der klimatischen Wasserbilanz beruht, liegt Berlin im kontinental beeinflussten, südmärkischen Großklimabereich. Im Norden grenzt es an den schwach maritim beeinflussten Neubrandenburger Bereich. Der südmärkische Klimabereich umfaßt das trockenste Klima des norddeutschen Tieflandes und liegt nach KOPP außerhalb des natürlichen Verbreitungsgebietes der Buche, die höhere Ansprüche an die Wasserversorgung stellt, als beispielsweise Kiefer und Traubeneiche.

## 2.2 Bodenwasserhaushalt

Für den Standort Berlin wurde von WESSOLEK (1989) die Evapotranspiration und die Grundwasserneubildung für einen Zeitraum von 35 Jahren für Acker-, Grünland- und Waldnutzung auf Sandböden (mSfs) in Abhängigkeit vom Grundwasserflurabstand berechnet.

Die Ergebnisse für Ackernutzung beziehen sich auf die Kulturen Roggen und Kartoffeln. Diese Kulturarten entsprechen einer typischen landwirtschaftlichen Bodennutzung in der Umgebung Berlins. Als Klimadaten gingen die Aufzeichnungen der Wetterstation Dahlem von 1950-1985 in das Simulationsmodell ein. Die Ergebnisse dieses Nutzungsvergleichs sind in Abb. 2.2.1 dargestellt.

Es ergibt sich bezüglich der Grundwasserneubildung folgende Reihenfolge: Acker > Grünland > Mischwald > Nadelwald; für die reale Evapotranspiration gilt die umgekehrte Reihenfolge.

Die Höhe der realen Evapotranspiration spiegelt wider, dass selbst unter Bedingungen der permanenten Bodenbedeckung (z.B. Nadelwald) und optimaler Wasserversorgung (Grundwasserstand < 1,5 m u. GOF) die maximal mögliche Evapotranspiration, nach PENMAN (1948) mit einer Erweiterung nach DOORENBOS und PRUIT (1977) berechnet, von im Mittel 620 mm nicht vollständig erreicht wird (abhängig von der Energieausstrahlung  $\cong$  Nettoeinstrahlung). Der Grund dafür ist, dass ein Teil (ca. 25 mm) der verfügbaren Energien in fühlbare Wärme umgesetzt wird.

Neben diesen land- und forstwirtschaftlichen Nutzungen sollen Ökosysteme innerstädtischer Freiräume hinsichtlich ihres Wasserhaushalts bewertet werden. Für diesen Vergleich können Untersuchungen von BLUME und RUNGE (1978) auf zwei Berliner Ruderalflächen herangezogen werden. Diese Ruderalstandorte bestehen aus Aufschüttungsböden künstlicher Substrate mit hohem Ziegel- und Mörtelanteil. Sie sind

vorwiegend auf Trümmergrundstücken, Bauschuttflächen oder unbenutzten Gleisanlagen anzutreffen.

Die von BLUME und RUNGE (1978) durchgeführten Arbeiten zum Wasserhaushalt erfolgten auf einer Pararendzina aus ziegelreichem Trümmerschutt in ebener Lage mit tiefstehendem Grundwasser ( $> 4\text{ m}$ ). Die Messungen wurden auf einer baumbewachsenen Fläche (*Robiniatum*) durchgeführt. Trägt man die in dieser Arbeit

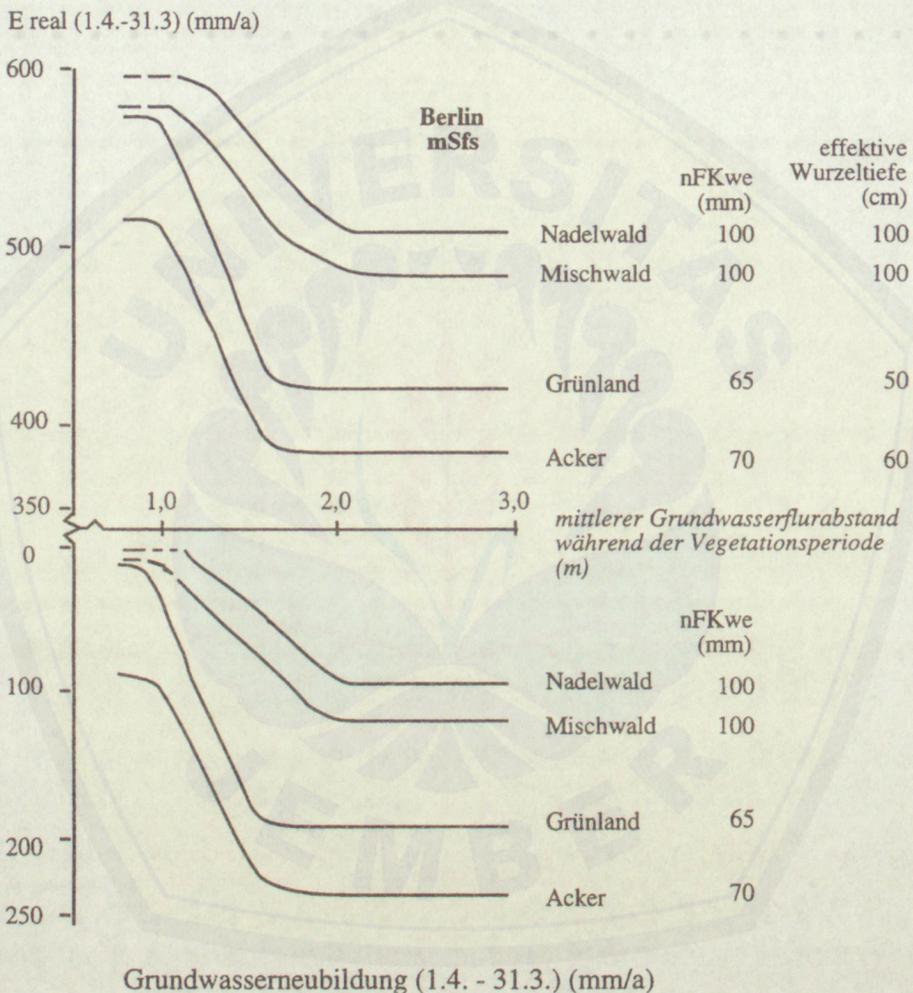


Abb. 2.2.1: Reale Evapotranspiration und Grundwasserneubildung für unterschiedliche Nutzungen unter Sand als Funktion des Grundwasserflurabstandes in Berlin (aus WESSOLEK, 1989)

gemessene Grundwasserneubildung gegen die Niederschläge auf und vergleicht die Angaben mit Berechnungen für grundwasserferne Acker-, Grünland- und Waldstandorte auf Sand, so wird eine relative Einordnung der Ruderalflächen-Ergebnisse möglich. Aus Abb. 2.2.2 läßt sich ableiten, dass „krautige“ Ruderalflächen eine ungefähr Grundwasserneubildung in Höhe der Grünlandflächen aufweisen, während auf

Ruderalflächen mit vorherrschendem Baumbewuchs die geringsten Grundwasserneubildungen auftreten.

Die Ursache dafür liegt in der wesentlich größeren Durchwurzelungstiefe der Baum-Ruderalflächen, die eine höhere Ausnutzung der Wasserspeicherkapazität des Trümmerschuttbodens ermöglicht. In Hinblick auf die nutzungs- bzw. vegetationspezifische Grundwasserneubildung grundwasserferner Standorte kann folgende Reihenfolge aufgestellt werden: Brache > Acker mit Zwischenfruchtanbau > Grünland > Ruderalflächen mit krautigem Bewuchs > Ruderalflächen mit Baumbewuchs (RENGER et al., 1986). Diese Reihenfolge kann nur eine Orientierungshilfe sein, d.h.

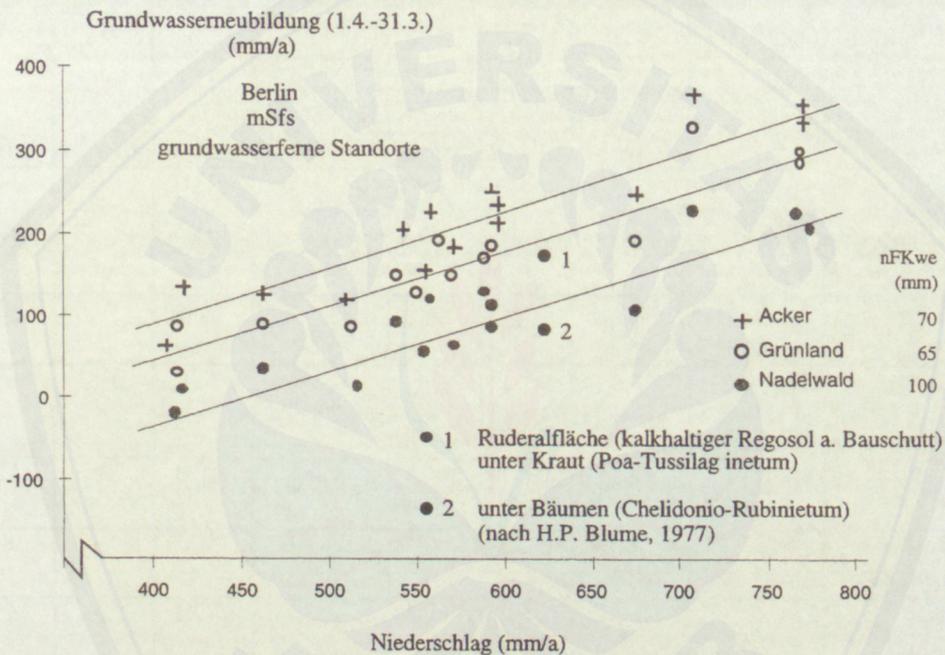


Abb. 2.2.2: Grundwasserneubildung unterschiedlicher Nutzungsformen als Funktion des Niederschlages für grundwasserferne Bedingungen in Berlin (aus WESSOLEK, 1989)

standortbedingte Unterschiede können zu Verschiebungen innerhalb dieser Sequenz führen.

Kleinräumig sind beträchtliche Unterschiede bei den einzelnen Komponenten möglich. So ist z.B. die Evapotranspiration von innerstädtischen Grünflächen (bei Böden mit gleicher nFK) aufgrund der stärkeren Erwärmung höher als die von außerhalb der Stadt liegenden Grünflächen. Der Unterschied ist dabei um so größer, je höher die nutzbare Feldkapazität des effektiven Wurzelraumes ist. Besonders niedrige Evapotranspirationswerte treten bei den versiegelten Flächen auf. Aus Tab. 2.2.1 geht der Zusammenhang zwischen Versiegelungsgrad und realer Evapotranspiration hervor.

Während im Raum Berlin bei landwirtschaftlicher Nutzung ohne Versiegelung mit einer realen Evapotranspiration  $E_{real}$  von ca. 410 mm/a zu rechnen ist, sinkt  $E_{real}$  bei einem Versiegelungsgrad von 50 % auf 230 mm/a und bei 90 % auf 120 mm/a.

Am höchsten fällt die Verdunstung (600 mm) bei grundwassernahen Niedermoorstandorten aus; diese Flächen weisen i.d.R. keine positive Wasserbilanz auf, d.h., die Grundwasserneubildung ist nahe Null bzw. negativ, da durch kapillaren Aufstieg mehr Grundwasser verbraucht als neu gebildet wird.

Tab.2.2.1: Wasserhaushaltskomponenten (langjähriges Mittel) in Abhängigkeit von Nutzung, Bodenart und Versiegelungsgrad (nach WESSOLEK und RENGGER, 1997 und GLUGLA und KRAHE, 1995)

Nutzungsform	Bodenart	GW-Flurabstand m	N	B	Versiegelungsgrad %	$E_t$	$A_o$	$GW_{neu}$
			mm/a	mm/a		mm/a	mm/a	mm/a
landw. Nutzung, Acker (ohne Beregnung)	sandiger Lehm	>2	580	-	-	410	-	170
	Sand	>2	580	-	-	380	-	200
(Weide/Wiese)	Niedermoor	0,6	580	-	-	600	-	-20
Bebauung	stark sandiger Lehm	>2	580	-	90	120	390	70
Bebauung	Sand	>2	580	-	50	230	240	120
Kiefern-Eichen-Wald	Sand	>2	580	-	-	500	-	80
Kleingärten, Parks	Sand	>2	580	120	-	470	-	230

N Niederschlag, B Beregnung,  $E_t$  reale Evapotranspiration,  $A_o$  Oberflächenabfluß,  $GW_{neu}$  Grundwasserneubildung (Versickerung minus kapillarer Aufstieg)

Fazit der o.a. Arbeit ist, dass der Wasserhaushalt im Raum Berlin sehr stark nutzungs- und bodenspezifische Unterschiede aufweist. Von Rieselfeldflächen liegen keine detaillierten Felduntersuchungen vor. Die von SWARTJES (1990) durchgeführten Untersuchungen auf den ehemaligen Rieselfeldern Karolinenhöhe in Berlin-Gatow erbrachten eine mittlere Grundwasserneubildung von ca. 220 mm/a. Da jedoch in Gatow die Verrieselung seit mindestens 15 Jahren eingestellt ist, andere Bodenverhältnisse vorliegen und die Flächen landwirtschaftlich genutzt wurden, kann dieser Wert nur eine erste Orientierung darstellen.

### 3. VERFAHREN ZUR BILANZIERUNG DES BODENWASSERHAUSHALTES

In diesem Kapitel wird ein Überblick über gebräuchliche Verfahren zur Bestimmung des Bodenwasserhaushaltes gegeben.

#### 3.1 Lysimeter

Lysimeter sind Meßanlagen zur Bestimmung des Wasserhaushaltes eines Bodenkörpers mit bekannten Abmessungen, Eigenschaften und Vegetationsverhältnissen. Nach dem DVWK -Heft 338: „Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen“ (1996) können die Lysimeter wie folgt eingeteilt werden.

##### ● wägbare Lysimeter

„Mit **wägbar**en Lysimetern wird der Wasserhaushalt in regelmäßigen Zeitabschnitten gravimetrisch bestimmt“ (s. Abb. 3.1.1). Die Änderung des Wasservorrates ( $\Delta W$ ) wird am Anfang ( $W_a$ ) und am Ende ( $W_e$ ) des Zeitabschnittes ( $\Delta t$ ) bestimmt und die Versickerung ( $SW$ ) aus dem Bodenkörper und der Niederschlag ( $P_1$  in 1 m Höhe bzw.  $P_0$  im Bodenniveau) am Versuchsstandort erfaßt.

Gemäß der Wasserhaushaltsgleichung

$$ETa = P_0 - SW \pm \Delta W \quad (3.1.1)$$

ist die reale Verdunstung in einem Zeitabschnitt bestimmt.

##### ● nichtwägbare Lysimeter

Mit **nichtwägbar**en Lysimetern läßt sich die reale Verdunstung bei Vernachlässigung der Wasservorratsänderung gegenüber den anderen Wasserhaushaltsgrößen berechnen. Bei Jahresbilanzierungen, die jeweils im Frühjahr bei Feldkapazität beginnen, ist in der Regel  $\Delta W = 0$ . Dadurch kann die Wasserhaushaltsgleichung unter humiden Klimabedingungen vereinfacht werden zu

$$ETa = P_0 - SW \quad (3.1.2)$$

Lediglich bei zusätzlichen Messungen des Wasservorrates im Boden mittels anderer Methoden wie Neutronensonde, Tensiometer und TDR-Sonde kann die reale Verdunstung kürzerer Zeitabschnitte auch mit den nicht wägbar

en Lysimetern ermittelt werden.  
Je nach Versuchsziel und Untersuchungsbedingungen werden Lysimeter auch mit künstlich gehaltenem Grundwasserstand im Versuchskörper betrieben, um den Einfluß

des Grundwasserabstands auf die reale Verdunstung zu erfassen. In diesem Fall ist in der Wasserhaushaltsgleichung die Wassermenge zu berücksichtigen, die hinzugegeben bzw. entnommen wurde, um den Grundwasserstand im Lysimeter auf einem festgelegten bzw. der natürlichen Umgebung angepaßten Niveau zu halten.

Lysimeter mit Grasbewuchs, bei denen durch Feuchtezufuhr (Beregnung, Grundwasserstand) die Bodenfeuchte auf Feldkapazität gehalten wird, dienen der Ermittlung der potentiellen Verdunstung (Evapotranspirometer nach Thornthwaite-Mather, s. WENDLING, 1975). Dabei muß zur Ausschaltung des Oaseneffektes auch in der Umgebung dieser Lysimeter die Bodenfeuchte im Bereich der Feldkapazität liegen.

### ● Lysimeter mit ungestörter Bodenstruktur

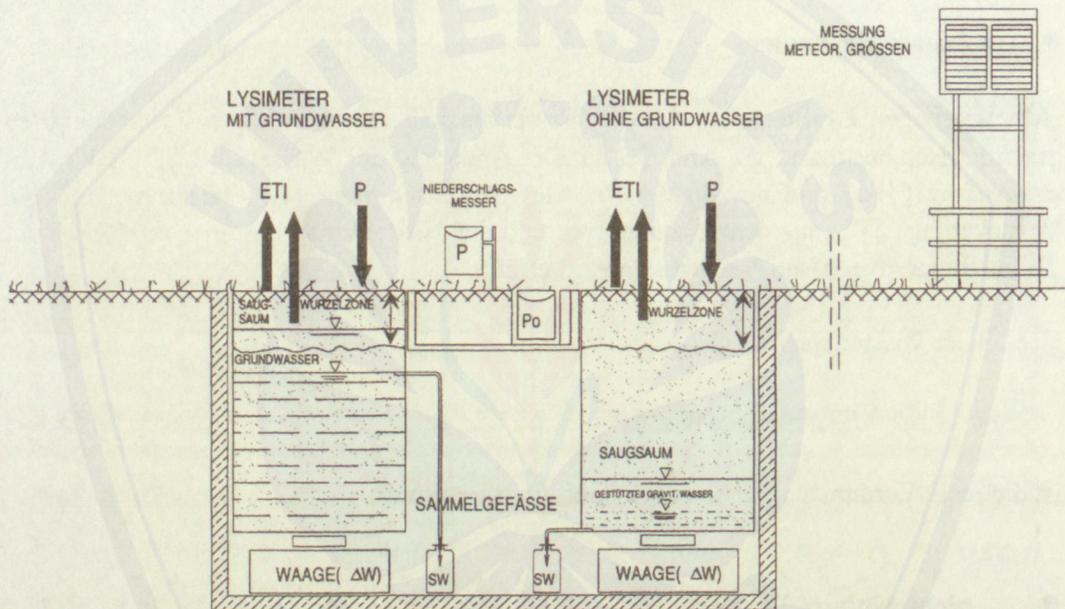


Abb. 3.1.1: Aufbau einer wägbaren Lysimeteranlage nach OLBRISCH (1975).  
Prinzipische Skizze für die Fälle mit und ohne Grundwasser

Um die natürlichen Bodenverhältnisse beim Lysimeteereinbau möglichst wenig zu stören, sind insbesondere bei bindigen Böden Monolithe aus dem natürlich gewachsenen Boden auszustechen. Bei großflächigen Lysimetern, z.B. Versickerungsmessern mit Forstkulturen, sind die Böden entsprechend der natürlichen Schichtung lagenweise unter Verdichtung (bei geeigneten Böden durch Einschlämmen) in die Lysimeterbehälter einzufüllen. Zur Angleichung an die natürlichen Verhältnisse sind Konsolidierungszeiten zu berücksichtigen (OLBRISCH, 1975). Eine besonders aufwendige Art, mit Lysimetern den grundwassergebundenen Wasserhaushalt ohne Störung der Bodenphysik zu messen, ist in Abb. 3.1.2 dargestellt. Hier wird über eine Pumpe und Pegelmeßstelle exakt der umgebende Grundwasserstand auch im Lysimeter eingestellt. Über ein Zu- und Ablaufsystem kann der Wasserverbrauch aus dem Grundwasser ermittelt werden. Durch

die TDR- und Tensiometersonden lassen sich in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung die Wasserflüsse in der ungesättigten Zone erfassen.

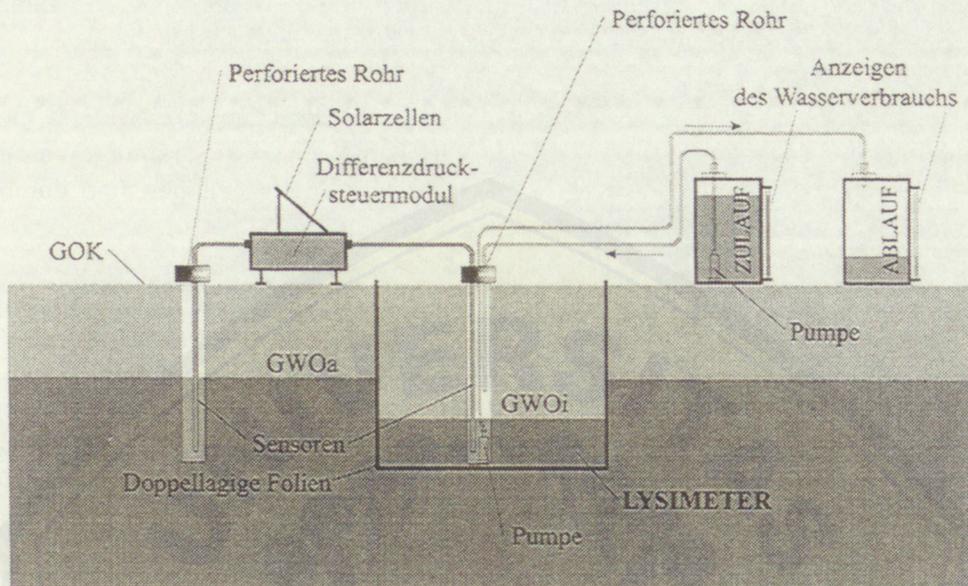


Abb. 3.1.2: Mit TDR- und Tensiometersonden bestücktes Lysimeter im Niedermoor (BOHL et al., 1995)

### ● Verallgemeinerung der Beobachtungsergebnisse von Lysimetern

Die hohe Variabilität der Standortbedingungen (Klima, Vegetation, Boden, Grundwasserflurabstand, usw.) erlaubt es in Hinsicht auf wirtschaftliche Gründe nicht, für alle Gegebenheiten spezielle Lysimeterbeobachtungen durchzuführen. Zur flächendeckenden Berechnung der Verdunstung müssen daher die standortgebundenen Beobachtungsergebnisse verallgemeinert werden. Dazu sind am Lysimeterstandort zusätzliche Informationen zu erfassen, insbesondere meteorologische Größen, Bodenkennwerte, Bodenfeuchte, Pflanzenentwicklung, Bestandsdichte und Pflanzenerträge, sowie pflanzenbauliche Maßnahmen.

### 3.2 Geländemessungen

Die Verdunstung von Landflächen kann bei grundwasserfernen Standorten aus Terminmessungen des Wassergehaltes ( $\theta$ ) im Boden bestimmt werden. Dazu sind weiterhin die gemessenen Niederschlagshöhen ( $N$ ) erforderlich. Für die Messung der Bodenfeuchte gibt es eine Reihe von praktisch anwendbaren Verfahren, von denen hier nur eine kleine Auswahl angegeben ist.

Verbreitet ist das **gravimetrische Verfahren**, wobei mit einem Bohrer Bodenproben entnommen werden, um ihren Wassergehalt durch Wägung und Trocknung zu bestimmen. Ergebnis ist die Bodenfeuchte in *Masse-%*. Zur Umrechnung in den Wasservorrat ( $W_B$ ) der Bodenschicht in mm ist die Lagerungsdichte der entsprechenden Bodenschichten zu berücksichtigen. Die Messungen sind mit mehreren Wiederholungen durchzuführen und zu mitteln. Im Laufe der Zeit werden durch zahlreiche Probeentnahmen das Bodenprofil und der Pflanzenbestand der Meßfläche gestört.

Die Entnahme muß daher seitlich versetzt zu der Untersuchungspartelle im gleichen Pflanzenbestand angeordnet sein. Bei diesem Verfahren kann die kleinräumige Variabilität der Bodeneigenschaften die Aussagen erschweren. Die Untersuchungen sind durch eine entsprechende Anzahl von Wiederholungen abzusichern.

Mit anderen Methoden zur Bestimmung des Bodenwassergehaltes kann eine Störung des Bodenprofils weitgehend vermieden werden. Dazu gehören z.B. Tensiometer, Neutronensonden und das neue Verfahren der Time Domain Reflectometry.

**Tensiometer** liefern Saugspannungswerte, aus denen der Wasservorrat im Boden bestimmt werden kann, wenn die Beziehung zwischen Wasserspannung und Wassergehalt (pF-Kurve) am Standort aus Geländemessungen bekannt ist. Allerdings kommt es bei diesem Verfahren aufgrund von Hystereseeffekten zu Ungenauigkeiten, da bei gleicher Wasserspannung im Boden in Zeiten der Befeuchtung andere Wassergehalte auftreten als bei der Austrocknung.

Mit der **Neutronensonde** läßt sich über den Grad der Abbremsung von Neutronen im Boden der Wassergehalt des Bodens ermitteln. Der Kalibrieraufwand ist bei dem Verfahren jedoch beträchtlich. Im Krumbereich des Bodens ist das Meßgerät schwierig anzuwenden und zu ungenau. Wegen der Radioaktivität sind bei der Anwendung besondere Vorsichtsmaßnahmen erforderlich.

Das Verfahren der **Time Domain Reflectometry** (TDR-Methode) ist eine aussichtsreiche Meßmethode für die Praxis und wird etwas ausführlicher beschrieben, da sie ein wesentlicher Bestandteil des durchgeführten Meßprogrammes war. Bei der TDR-Methode werden die Laufzeiten elektromagnetischer Wellen im Boden gemessen, die sich in Abhängigkeit vom Wassergehalt ändern. Dabei ist die aparente Dielektrizitätskonstante  $\epsilon$  des Boden-Wasser-Luft-Gemisches maßgebend von der Menge des Bodenwassers abhängig. Aus der zu messenden Laufzeit der elektromagnetischen Wellen kann der Wassergehalt des Bodens ermittelt werden. Die Meßanordnung ist aus Bild 3.2.1 zu ersehen. Die Messungen von  $\epsilon$  und des dazugehörigen Wassergehaltes sollten für die untersuchten Böden kalibriert werden. In

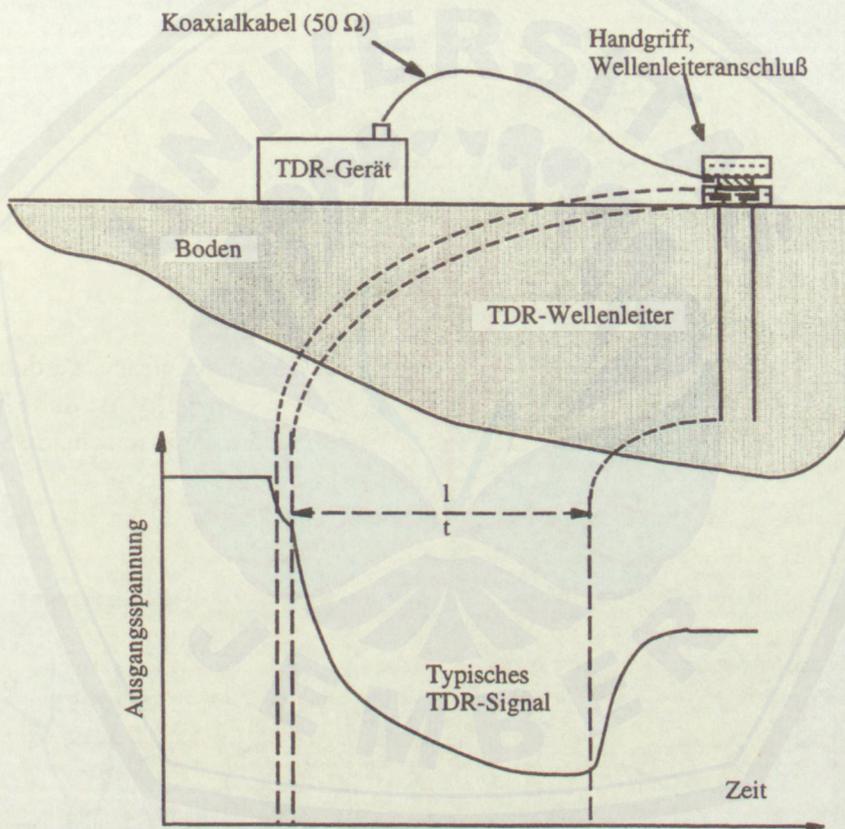


Abb. 3.2.1: Messung der Bodenfeuchte mittels Time Domain-Reflectometry (TDR-Methode)

der Literatur liegen bereits eine Reihe von Eich-Funktionen vor, mit denen aus der zu messenden Reflektionszeit in Abhängigkeit von Textur, Lagerungsdichte, organischer Substanz und Temperatur auf den Bodenwassergehalt geschlossen werden kann (ROTH et al., 1992; TOPP et al., 1994; BOHL, 1996a). Aus den mit Sonden in verschiedenen Bodentiefen gewonnenen Meßwerten werden die Feuchteprofile des Bodens ermittelt.

Bei der Verdunstungsberechnung mittels Wassergehaltsbestimmung im Boden ist die Kenntnis der Lage der vertikalen Wasserscheide im Boden wichtig. Sie bezeichnet die Tiefe zwischen aufsteigender Wasserbewegung und Versickerung in tiefere Bodenschichten. Bei Wasserspannungsmessungen mit Tensiometern kann die Lage der „vertikalen Wasserscheide“ aus den Messungen im Bodenprofil abgeleitet werden (s. Abb. 3.2.2). Bei nicht eindeutigen Situationen zur Lage der Wasserscheide im Wurzelraum sind Abschätzungen zur realen Verdunstung anhand der Wurzelverteilung in Verbindung mit Ku-Daten möglich, wie eingehend bei RAKEI (1991) beschrieben wird.

Über alle gemessenen Tiefen wird die Differenz der Werte der Wasserspannung im Vergleich zu den Nachbarpunkten ermittelt.

$$\text{grad}\Psi = \frac{-\Delta\Psi_m}{\Delta Z} + 1 \tag{3.2.1}$$

- mit  $\text{grad}\Psi$  = hydraulischer Gradient
- $\Delta\Psi$  = Differenz der Wasserspannungen (hPa)
- $\Delta\Psi_g$  = Differenz des Gravitationspotentials (hPa)
- $\Delta Z$  = Abstand zwischen zwei Meßtiefen (cm)

Aus diesem Gradienten kann die Wasserbewegung im Boden abgelesen werden. Ist der Wert positiv, bewegt sich das Bodenwasser nach oben, ist er negativ, ist der Fluß nach unten gerichtet. Dort, wo die Differenz gleich null ist, liegt die „Wasserscheide“.

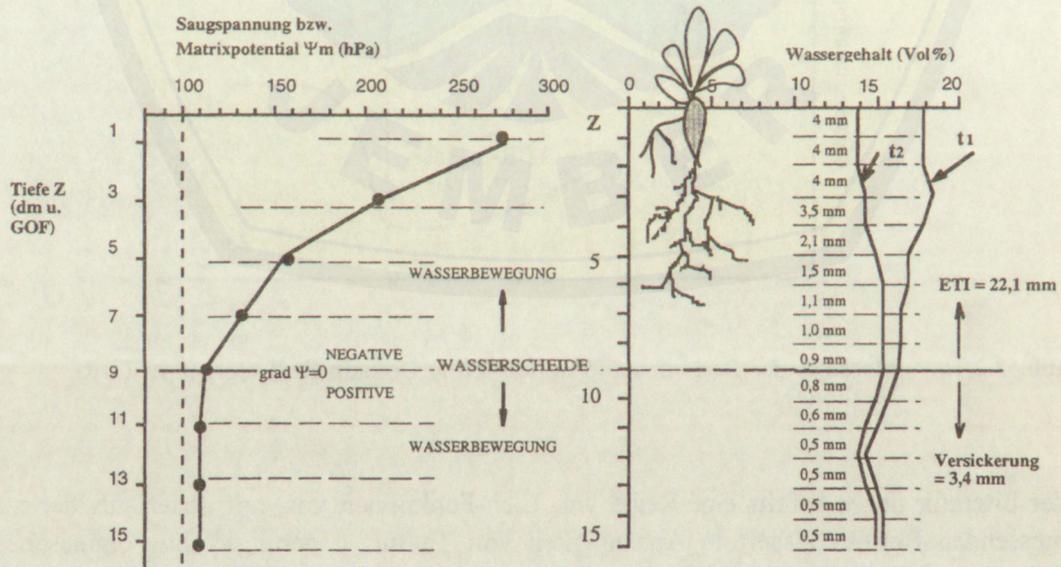


Abb. 3.2.2: Ermittlung der realen Verdunstung und der Versickerung aus dem Bodenwassergehalt  $\theta$  unter Berücksichtigung der Wasserscheide im Boden (RENGER, 1992)

### 3.3 Berechnungsverfahren (Modelle)

Bei der Anwendung komplexer Verdunstungsmodelle werden in der Regel die Teilkomponenten der tatsächlichen Verdunstung, d.h. die Evaporation, die Transpiration sowie die Interzeptionsverdunstung mit verschiedenen Ansätzen bestimmt. Dazu ist es erforderlich, den Verdunstungsprozess in seine Teilprozesse, den Verdunstungsanspruch der Atmosphäre sowie die Verdunstung von den Pflanzen und an der Bodenoberfläche, zu unterteilen (s. Abb. 3.3.1).

#### Mehrschichtenmodell

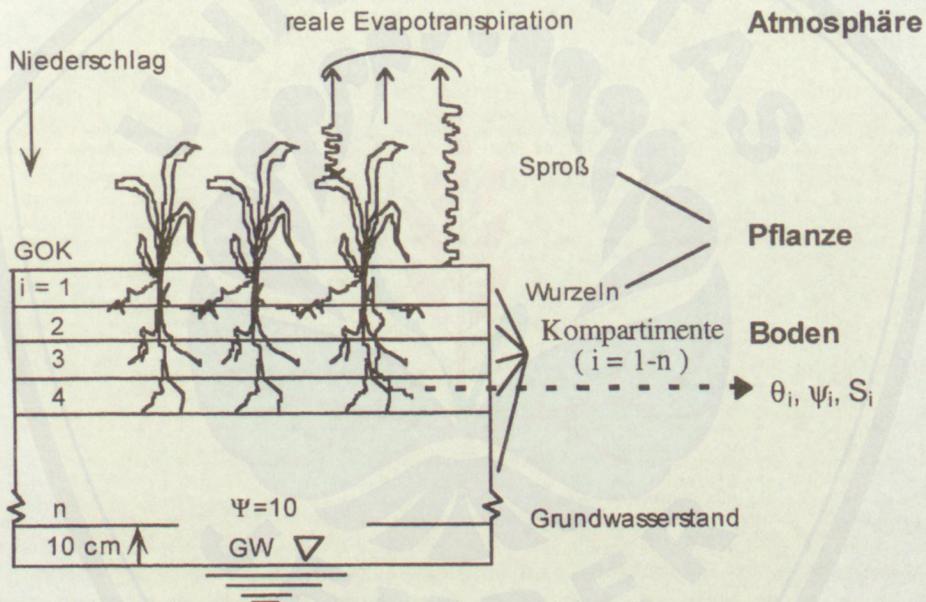


Abb.3.3.1: Prinzipieller Aufbau eines Bodenwasserhaushaltsmodells (aus WESSOLEK, 1989)

Die ungesättigte Bodenzone, aus der das von den Pflanzen verdunstete Wasser geliefert wird, besteht im einfachsten Fall aus zwei Schichten, dem effektiven Wurzelraum und dem Unterboden, der bis zum Grundwasserspiegel reicht. Der Wurzelraum wird für bestimmte Fragestellungen weiter in Teilschichten zerlegt. Für die Bodenschichten werden in Tagesritten oder in kleinerer zeitlicher Diskretisierung die Infiltration des Niederschlags, der Wasserverbrauch durch Verdunstung, die Versickerung bzw. der kapillare Aufstieg und damit die gesamte Wasservorratsänderung bestimmt. Die Verdunstungsberechnung erfolgt dabei mit sehr aufwendigen Verdunstungsformeln in hoher zeitlicher Auflösung, z.B. nach Van Bavel, Penman-Monteith oder Rijtema. Eine

ausführliche Abhandlung über komplexe Verdunstungsmodelle ist bei SCHRÖDTER (1985) nachzulesen. Bodenwassersimulationsmodelle werden von folgenden Autoren eingehend vorgestellt und erläutert: DUYNISVELD (1984), VAN DER PLOEG et al. (1978) und WESSOLEK (1989).

In dieser Arbeit wird das numerische Wasserhaushaltsmodell nach DUYNISVELD (1984) benutzt. Die theoretischen Grundlagen und der Aufbau des Modells werden eingehend in Kap. 8 behandelt. Ziel dieser Arbeit ist es, das Modell für die besonderen Bedingungen der Rieselfelder zu kalibrieren und zu erproben. Dieser Schritt ist für die darauf aufbauenden Prognosestudien über die Verlagerung von Schadstoffen erforderlich.



## 4. STANDORT

### 4.1 Bodenkundlich- hydrogeologische Situation

Das Arbeitsgebiet liegt am Nordostrand Berlins auf den 1400 ha großen ehemaligen Rieselfeldern in Berlin-Buch. Diese Flächen werden östlich und westlich durch die Ortslagen Zepernick und Schildow-Blankenfelde und im Süden durch die Ortsteile Buchholz-Blankenburg und Buch (Bezirk Pankow) begrenzt. Die Feldstation mit den Meßgeräten befindet sich im Einlaßbereich einer ehemaligen Rieselgalerie, in der heutigen Forstabteilung 709 b<sup>1</sup>/b<sup>2</sup> des Forstreviers Hobrechtsfelde, westlich der Gemeinde Hobrechtsfelde (*Hochwert: 58 37 857, Rechtswert 46 00 225; TK 1:25.000 Blatt Berlin Buchholz*).

Die Fläche wurde schon 1992 im Rahmen eines Forschungsprojektes der TU-Berlin anhand der in diesem Projekt erstellten Bodentypenkarte ausgewählt. Entscheidendes Kriterium war dabei eine im Profilaufbau möglichst homogene Fläche im hochbelasteten Einlaßbereich einer Rieselgalerie zu repräsentieren (vgl. SCHLENTHER et al., 1992).

Die ehemaligen Rieselfelder in Buch bilden einen Teil des Naturraumes Westbarnim. Diese Landschaft wird durch die Auswirkungen der Saale- und Weichselkaltzeit geprägt. Das Meßfeld liegt auf einer pleistozänen Hochfläche. Sie wird aus einer tiefliegenden saaleeiszeitlichen Grundmoräne aus Geschiebemergel gebildet, welche durch Schmelzwassersande der Eisrandlagen des Frankfurter Stadiums der Weichseleiszeit teilweise überlagert wird. Diese Grundmoräne wird im Süden durch das Berliner Urstromtal begrenzt.

Während der Weichselvereisung wurden auf den Flächen glazifluviale und fluviatile Sedimente abgelagert, die heute als sandig-kiesige Substrate der Grundmoräne aufliegen. Sie bestehen größtenteils aus schwach lehmigen bis kiesigen Sanden mit der durchschnittlichen Mächtigkeit 12.0-15.0 m, häufig aber nur 4-6 m und im Randbereich sogar nur 1,5-3 m. In Richtung Westen und Südwesten steigt der Geschiebelehm und Geschiebemergel allmählich bis dicht unter die Geländeoberfläche an.

Die saaleeiszeitliche Grundmoränenplatte bildet in dem Gebiet eine überwiegend geschlossene Stauschicht von bis zu 50 m Mächtigkeit aus. Darauf befindet sich in den aufliegenden Sanden ein bis zu 6 m mächtiger, ungeschützter Grundwasserleiter. Er steht zum Teil mit den Gewässern des Gebietes in Verbindung (AUHAGEN et al., 1994).

Der Grundwasserspiegel liegt in Abhängigkeit vom Oberflächenrelief in geringer Tiefe zwischen 1,5 und 5 m unter Geländeoberkante. Die Grundwasserfließrichtung ist nach Südwesten gerichtet.

Die Rieselfeldbewirtschaftung beeinflusste den Grundwasserspiegel sehr stark. Durch die Verrieselung von bis zu 10.000 mm Abwasser pro Jahr wurde der Grundwasserspiegel um mehrere Meter angehoben. 1985 wurde die großflächige Verrieselung eingestellt. Drei

Jahre nach der Beendigung der Abwasserverrieselung konnte eine Grundwasserspiegelabsenkung von durchschnittlich 1 bis 2 m nachgewiesen werden (LADWIG, 1989). Sie ist anhand der reliktschen hydromorphen Merkmale in vielen Böden erkennbar.

#### 4.2 Nutzung und Vegetation

Die Rieselfeldflächen im Bereich des heutigen Forstamtes Buch setzen sich aus vier größeren Flächen zusammen, welche zwischen 1898 und 1906 für den Rieselbetrieb der Region Berlin erworben wurden (HAHN und LANGBEIN, 1928). Die Flächen wurden in etwa 0,25 ha große Stücke eingeteilt, nivelliert und an den Rändern mit kleinen Dämmen umgeben. Zu Beginn der Rieselfeldwirtschaft versuchte man die abgetragene Humusschicht anschließend gleichmäßig aufzubringen, um möglichst schnell ertragreiche landwirtschaftliche Nutzung zu ermöglichen. Wegen zu hoher Kosten wurde später darauf verzichtet. Ohne Humushorizont konnte trotz der Berieselung oft jahrelang nur geringer Ertrag erzielt werden bis genügend organische Schwebstoffe im Boden akkumulierten (HAHN und LANGBEIN, 1928).

Bis etwa 1945 gab es typische Flächennutzungen mit Grünlandwirtschaft, Ackerbau und Obstbäumen an den Wegen und entlang der Dämme. In den 50-er Jahre wurde der Ackerbau fast vollständig eingestellt, um die gestiegenen Abwassermengen zu bewältigen. Die aufgeleiteten Abwassermengen betragen zu dieser Zeit etwa 2.000 mm/a. Die große Schwebstofffracht führte zu einer schnellen Verstopfung der Porenräume im Oberboden, so dass die Versickerung behindert wurde. Ende der 60-iger Jahre wurden 1.133 ha auf Intensivfilterbetrieb umgestellt bei dem die Tafeln durch Zusammenlegung zu großen Becken erweitert wurden. Diese Strukturen wurden mit bis zu 2 m hohen Dämmen umgeben (AUHAGEN et al., 1994). Im Anschluß an diese Umgestaltung wurden die Becken oft mit > 10.000 mm/a beregnet. Nach Inbetriebnahme des Klärwerkes Schönerlinde 1984, wurde der Rieselbetrieb Schritt für Schritt eingestellt. Im April 1986 wurde zum letzten Mal Abwasser in Buch verrieselt (ZIMM, 1989).

Spätere Untersuchungen ergaben eine erhebliche Bodenkontamination mit Schwermetallen und organischen Schadstoffen, so dass die Flächen nicht, wie ursprünglich geplant, landwirtschaftlich genutzt werden konnten. Im Rahmen der 750 Jahrfeier Berlins sollte nun ein Naherholungsgebiet geschaffen werden. Auf 1370 ha stark kontaminierter Flächen wurde mit schweren Maschinen die Rieselfeldstrukturen (Becken, Dämme, etc.) eingeebnet. 1987 wurde unter großem Zeitdruck mit den Anpflanzungen begonnen. Die gering belasteten Flächen wurden zur landwirtschaftlichen Nutzung freigegeben (AUHAGEN et al., 1994). Durch das sehr heterogene Pflanzenmaterial von etwa 50 Baum- und Straucharten (z.B. Pappelarten, Ahornarten, Eberesche, Schwarzerle, Rotbuche, Schwarz- und Waldkiefer, Fichte, Reifweide, Heckenrose) aus allen Teilen der DDR und maschineller Pflanztechniken hatten die Aufforstungen nur auf etwa 40 % der Flächen Erfolg. Die Flächen sind heute der Berliner Forstverwaltung unterstellt und werden vom Forstamt Buch verwaltet.

Im Bereich der Meßstation selbst stehen keine Bäume, die Vegetation besteht hier im wesentlichen aus Gemeiner Quecke (*Agropyron repens*), Geruchloser Kamille (*Matricaria maritima*), Weg-Rauke (*Sisymbrium officinale*), Vogelmiere (*Stellaria media*) und Hirtentäschel (*Capsella bursa-pastoris*).

### 4.3 Standorteigenschaften

Im Bereich Buch finden sich überwiegend sehr gut durchlässige, stark sandige, saure, nährstoffarme Böden. Die Entwicklungsreihe Regosol-Braunerde-Rostbraunerde/Bänder-Parabraunerde-Podsol ist nach GRENZIUS (1987) typisch für Böden sandiger glazialer Ausgangsmaterialien. Bis auf Podsole finden sich alle genannten Bodentypen im Untersuchungsgebiet. Im Bereich des Forstreviers Blankenfelde tritt Geschiebelehm bzw. -mergel dicht an die Oberfläche. Hier haben sich auch Parabraunerden gebildet.

Die Böden sind durch die Umgestaltungen zur Vorbereitung auf den Rieselbetrieb teilweise abgeschoben und stark verändert worden. Nach der langjährigen Berieselung befinden sich im Oberboden oft humose Schichten oder größere Brocken aus organischen Rückständen. Sie sind zum Teil durch die letzten Bodenbewegungen mit mineralischem Material des Unterbodens vermischt. Die humosen Auflagen können zwischen wenigen Zentimetern bis zu mehreren Dezimetern mächtig sein. Diese Böden werden in der Ansprache als Auftragsböden klassifiziert (Symbol Y). Die deutlich vorhandenen Schlammreste oder -schichten wurden durch das Symbol y charakterisiert.

Wegen der Anlage und mehrmaligen Umgestaltung bis zur flächendeckenden Planierung und Abtragung im Rahmen der Aufforstung ist das kleinräumige Muster der Bodenverbreitung sehr heterogen. Die ursprünglich anstehenden Bv-Horizonte wurden im Zuge der Umgestaltungen oft ganz oder teilweise abgetragen.

Heute ist der größte Teil der Böden in Buch als Auftragsboden-Regosol, Auftragsboden-Braunerde oder Auftragsboden-Rostbraunerde anzusprechen. Ein solches Profil eines Auftragsboden-Regosols wurde im Einlaßbereich der ehemaligen Rieselgalerie Abt. 709, in der Nähe der Meßstation gefunden (Abb. 4.3.1). Dieses Profil wurde als Leitprofil für die Meßstelle verwendet. Eigenschaften des Profils sind dem Kapitel 7.1 zu entnehmen.

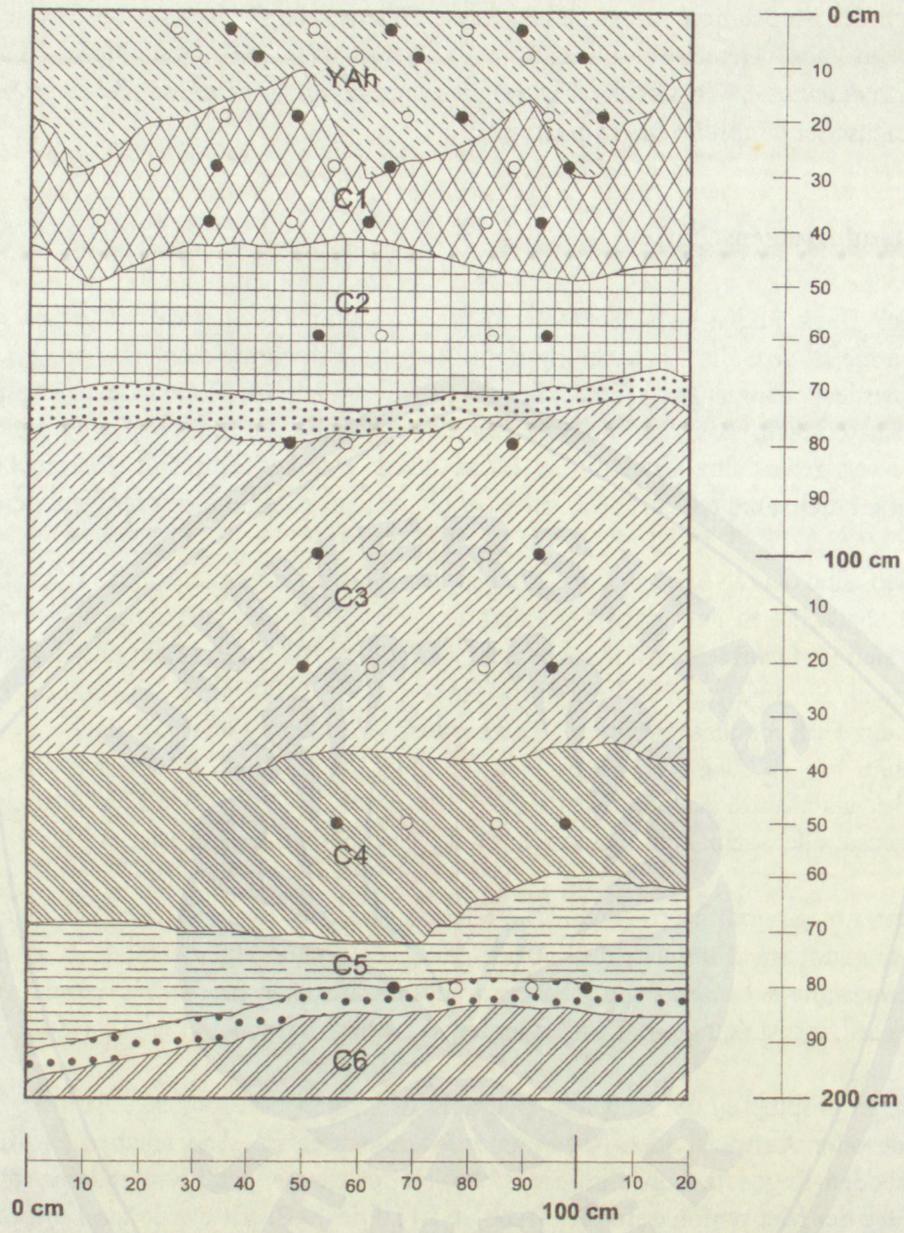


Abb. 4.3.1: Bodenprofil der Feldmeßstation Berlin-Buch

## 5. GELÄNDEUNTERSUCHUNGEN

### 5.1 Aufbau der Meßstation

Ziel der Geländeuntersuchungen war es, die Bodenwassergehalte und Wasserspannungen zeitlich und räumlich hochauflösend zu erfassen, um daraus die Wasserflüsse zu ermitteln. Meßtechnisch wurde dieses durch die Installation von TDR-Sonden (s. Pkt. 5.2) und automatisierten Druckaufnehmertensiometern (s. Pkt. 5.3) realisiert. Die Erfassung der Wasserspannungen erfolgte dabei in unmittelbarer Nähe der TDR-Sonden. Eine detaillierte Übersicht der Versuchsanlage in Seiten- und Profilwandaufsicht ist der Abb. 5.1.1 zu entnehmen. Insgesamt wurden je 27 TDR-Sonden und Tensiometer installiert. Die Tiefenabstände betragen im besonders relevanten Bereich des Oberbodens nur 5 cm, wodurch eine extrem hohe räumliche Auflösung erreicht wird (Abb. 5.1.1). Generell erfolgten die Messungen der Wasserspannung in täglichen Abständen, wobei z.T. ereignisabhängig Messungen in noch kürzeren Intervallen durchgeführt wurden.

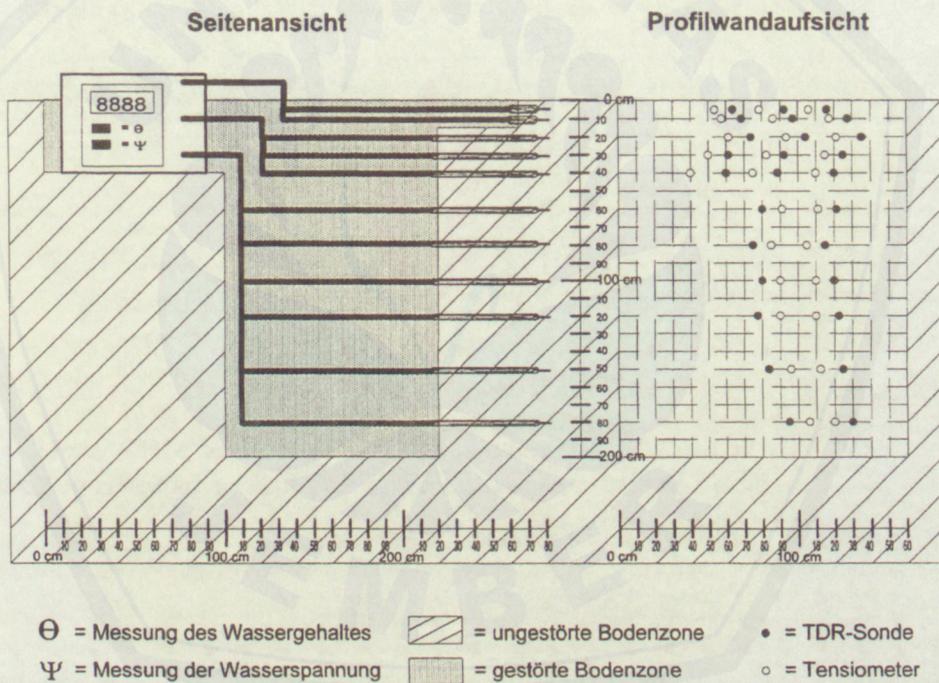


Abb. 5.1.1: Schematischer Aufbau der Feldmeßstation- Instrumentierung für Wassergehalts- und Wasserspannungsmessungen

## 5.2 TDR-Meßtechnik

Das Prinzip der Wassergehaltsmessung mit TDR (*Time Domain Reflectometry*) basiert auf der Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeit einer elektromagnetischen Welle im Boden. Die Geschwindigkeit der Welle  $v$  kann dabei wie folgt beschrieben werden:

$$v = \frac{c}{\sqrt{K'}} \quad (5.2.1)$$

wobei  $K'$  die reale Komponente der Dielektrizitätskonstante und  $c$  die Lichtgeschwindigkeit im Vakuum bezeichnet.

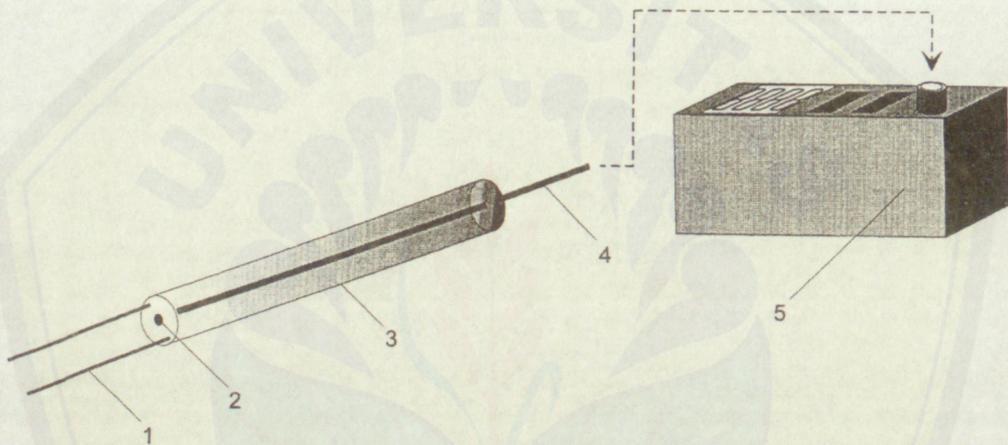


Abb. 5.2.1: Schematische Darstellung einer TDR-Sonde und Meßgerät. (1: Sondenstäbe, 10 cm Länge, 2: Temperaturreißfühler, 3: Sondenkörper, 4: Koaxialkabel, 5: Meßgerät)

Die technische Umsetzung erfolgt durch einen Pulsgenerator, der ein Meßsignal erzeugt, das in einen Wellenleiter (TDR-Sondenstäbe) geleitet wird. An Impedanzdiskontinuitäten wird ein Teil der Energie des Signals reflektiert, welches Spannungsänderungen hervorruft, die mit einem Abtast-Oszillographen sichtbar gemacht werden. Es entstehen Reflektionsbilder, die automatisiert ausgewertet werden können.

Die Grundlage, um aus der ermittelten Dielektrizitätskonstante auf den Wassergehalt des Bodens zu schließen, bildet der Umstand, dass sich im 3-Phasen-System Boden die flüssige Phase deutlich in ihren dielektrischen Eigenschaften von der Fest- und Gasphase unterscheidet. So hat Wasser eine vielfach höhere Dielektrizitätskonstante ( $\approx 80$ ) als Festsubstanz (3-5) und Luft (1) (WEAST, 1988). Dies bewirkt, dass die Dielektrizitätskonstante des Bodens hoch sensibel gegenüber dem Wasseranteil reagiert, was die eigentliche Grundvoraussetzung für die Wassergehaltsbestimmung mit TDR darstellt.

Für die Eichung der TDR-Methodik wird eine Beziehung zwischen der gemessenen Laufzeit der Welle, bzw. der daraus abgeleiteten Dielektrizitätszahl und des Wassergehaltes, der eigentlich zu ermittelnden Größe benötigt. Diese Beziehung ist in das in diesem Rahmen verwendete Gerät vom Hersteller integriert, so dass die Werte direkt ausgelesen werden konnten.

Zur Anwendung kam das TDR-Gerät FOM/mts (*Field Operating Meter/moisture temperature salinity*) des Herstellers Easy Test Ltd., Lublin, Polen. Das Gerät arbeitet mit einem sinusquadratähnlichen Nadelpuls (MALICKI und SKIERUCHA, 1989), die Anstiegszeit beträgt 200 ps. Der Frequenzbereich reicht von 30 MHz bis 1,6 GHz (EASY TEST, 1993). Als Sonden wurden FP/mts (*Field Probe / moisture temperature salinity*) verwendet. Die aus Edelstahl gefertigten Sonden bestehen aus zwei Stäben von 10 cm Länge und 0,2 cm Durchmesser, die in einem Abstand von 1,6 cm angeordnet sind. Neben der Wassergehaltsbestimmung kann mit diesem Gerät zusätzlich die Bodentemperatur und die elektrische Leitfähigkeit bestimmt werden. Eine schematische Darstellung von Sonde und Gerät findet sich in Abb. 5.2.1.

### 5.3 Tensiometer-Meßtechnik

Bei den verwendeten Tensiometern handelt es sich um eine Neuentwicklung des FG Bodenkunde der TU-Berlin (SCHLENTHER et al., 1992). Sie besteht darin, dass die Tensiometer nachfüllbar sind, d.h. dass sich im System befindliche Luft entfernt werden kann, ohne dass ein Ausbau vorgenommen werden muß. Dieses erweist sich bei permanenter Installation als äußerst vorteilhaft.

Die Spülung wird durch zwei Schläuche ermöglicht, die bis in die Keramikspitze (3) reichen (s. Abb. 5.3.1). Durch entsprechende Ventilstellung (8) kann durch Zuführung von entlüftetem Wasser (4) die Luft, die sich beispielsweise nach Überschreiten des Lufteintrittspunktes in der Kerze befindet, verdrängt werden.

Die Tensiometer sind jeweils mit einem Druckaufnehmer (10) versehen, der an einen Datenlogger (7) und eine Stromquelle angeschlossen ist. Mit der Software des Datenloggers kann in beliebigen Intervallen (von wenigen Sekunden bis zu Wochen- oder Monatszyklen) die Wasserspannung registriert werden.

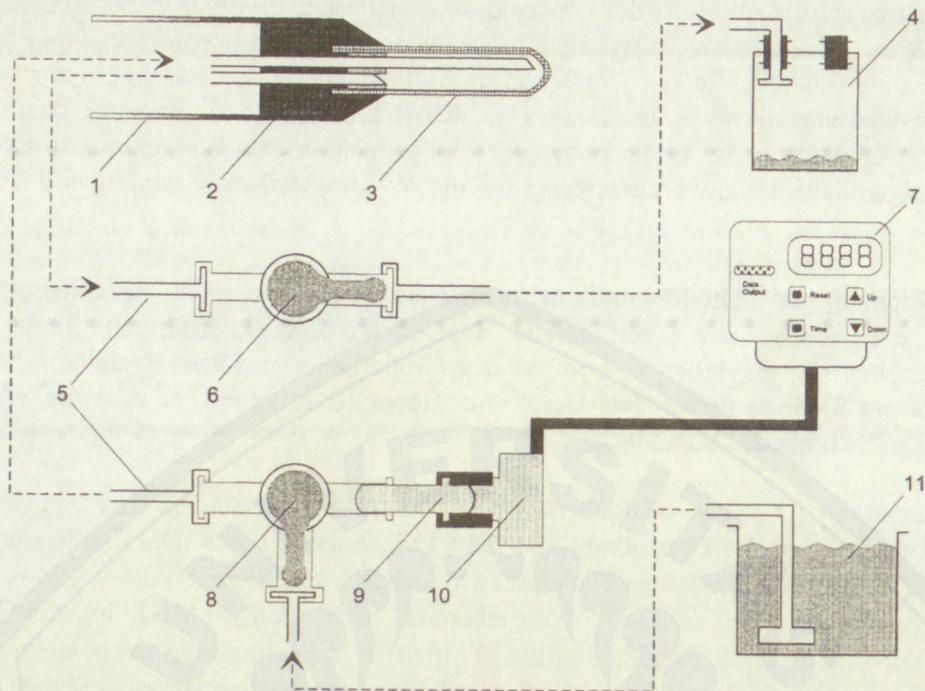


Abb. 5.3.1: Schematische Darstellung des verwendeten Tensiometersystems.  
 (1: Acrylglas-Rohr, außen 20 mm, 2: konisches Übergangsmo-  
 dul, 3: Keramikkerze, P80, außen 8 mm, 4+11: Spüleinheit mit entlüftetem Wasser  
 in 4, 5: Druckschläuche, 1,26 ml/m Vol, 7: Datalogger, 10: Drucksensor)

#### 5.4 $K_u$ -Bestimmung im Gelände

Die  $K_u$ -Bestimmung im Gelände wurde anhand der Methode von KRAHMER (1974) und nach EHLERS und VAN DER PLOEG (1976) durchgeführt.

##### ● Theorie

Die eindimensionale vertikale Wasserbewegung im Boden kann mittels der Messung des hydraulischen Potentials des Bodenwassers bestimmt werden. Der mittlere Bodenwasserfluß, bezogen auf die senkrecht angeströmte Flächeneinheit (Hohlräume plus Festsubstanz), wird neben dem Potentialgefälle pro Längeneinheit (Gradient) von der hydraulischen Leitfähigkeit bestimmt. Die ungesättigte Wasserleitfähigkeit  $k_u$  in vertikaler Richtung wird nach Darcy beschrieben:

$$Q_z = -ku \cdot \frac{\partial \varphi}{\partial z} \quad (5.4.1)$$

wobei  $Q_z$  die Wassermenge durch den Einheitsquerschnitt und  $\partial \varphi / \partial z$  gleich dem Potentialgradienten auf der Fließstrecke  $\partial z$  ist.

Es gilt die Potentialtheorie :

$$\text{grad} \varphi = - \frac{\partial \varphi}{\partial z} = \frac{\partial (Z - \psi)}{\partial z} = \frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \quad (\text{cm/cm}) \quad (5.4.2)$$

mit dem hydraulischen Potential  $\varphi = \text{Gravitationspotential } (Z) + \text{Matrixpotential } (\psi)$ .

Die Differenz des Gravitationspotentials  $\partial Z$  zwischen den Meßtiefen ist identisch mit der Fließstrecke  $\partial z$ . Wenn der  $\text{grad} \varphi$  positiv ist, liegt eine aufwärts gerichtete kapillare Wasserbewegung vor, bei negativem  $\text{grad} \varphi$  eine nach unten gerichtete Wasserbewegung. Tritt die Situation ein, dass der Gradient null ist, kommt der Wasserfluß zum Stillstand. Dort liegt die Wasserscheide.

Die Kontinuitätsgleichung wird zur Beschreibung von ungesättigten Strömungsvorgängen im Boden angewendet:

$$- \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial Q}{\partial z} \quad (5.4.3)$$

wobei  $\frac{\partial \theta}{\partial t}$  die Differenz des Wassergehaltes in der Zeit ist.

Mit Substitution von (5.4.1) und (5.4.2) in (5.4.3) folgt:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ ku \cdot \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (5.4.4)$$

Die Gleichung (5.4.4) gilt für alle Fließerscheinungen in ungesättigten Böden in Vertikalrichtung.

Ein praktisches Beispiel für die  $K_u$ -Berechnung aus Geländedaten findet sich in der Arbeit von EHLERS und VAN DER PLOEG (1976). Prinzipiell kann die Bestimmung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit im Feld nur dann erfolgen, solange der Wasserfluß durch die Wurzeln vernachlässigbar klein ist. Dieses ergibt sich dadurch, dass der Wasserfluß durch die Pflanzenwurzeln nicht den hydraulischen Gesetzmäßigkeiten (Darcy-Gleichung) unterliegt, die den Wasserfluß durch die Bodenmatrix bestimmen (EHLERS, 1976).

## 6. LABORUNTERSUCHUNGEN

### 6.1 Probenahme

Die ungestörten Bodenproben für die physikalischen Untersuchungen wurden mit Stechzylindern ( $100 \text{ cm}^3$ ) aus den profilkennzeichnenden Horizonten entnommen. Nicht beprobt wurden die Horizonte, die aufgrund ihres hohen Kiesanteiles keine Stechzylinderentnahme ermöglichten oder die sich in ihren Eigenschaften nur gering von den benachbarten beprobten Horizonten unterschieden (in den Ergebnistabellen s. Tab. 7.1.1 kursiv gedruckt).

Die Stechzylinder wurden horizontal entnommen, um den Einfluß von durch Regenwürmer erzeugten Makroporen zu vermindern und um Erfahrungswerten Rechnung zu tragen, nach denen eine vertikale Probenahme oft zu höheren Werten der gesättigten Wasserleitfähigkeit führt. Die Stechzylinderproben dienen der Ermittlung der gesättigten Wasserleitfähigkeit ( $k_f$ ), der Wassergehalts-Saugspannungskurve (pF-Kurve), der Lagerungsdichte ( $Ld$ ) und der Partikeldichte ( $Pd$ ). Aus den beiden letztgenannten wurde das Gesamtporenvolumen ( $GPV$ ) berechnet. Parallel dazu wurden gestörte Proben als Tütenproben zur Ermittlung der Körnung und der chemischen Bodenuntersuchungen entnommen.

Die Ermittlung des effektiven Wurzelraumes erfolgte durch Messung des geringsten Bodenwassergehaltes am Ende der Vegetationsperiode und dessen Vergleich mit den bodenphysikalischen Kennwerten permanenter Welkepunkt (PWP oder Totwasser) und Feldkapazität (FK) nach der Methode von RENGGER und STREBEL (1980). Dazu wurden die Wassergehalte in zwei Durchgängen im August und Oktober 1992 bestimmt. Zusätzlich fand ein weiterer Beprobungsdurchgang im April 1992 statt. Anhand der dabei ermittelten Bodenwassergehalte sollte festgestellt werden, inwieweit sich während des vergangenen Winters die unter humiden Klimabedingungen übliche Aufsättigung der Bodenprofile in Richtung Feldkapazität vollzogen hatte.

Für diese Untersuchungen wurden Proben sowohl mit dem Bohrstock als auch direkt aus dazu angelegten Profilgruben entnommen. Die Beprobungen erfolgten in der Tiefe 0-60 cm in Abständen von 10 cm, in der Tiefe 60-140 cm in 20 cm Abständen und von 140-200 cm wurde alle 30 cm beprobt. Das entnommene Bodenmaterial wurde in Plastiktüten gefüllt und luftdicht verschlossen. Die Wassergehalte wurden dann thermogravimetrisch durch Trocknung bei  $105^\circ\text{C}$  bis zur Gewichtskonstanz ermittelt.

#### ● **Aufbereitung**

Die Stechzylinderproben wurden unmittelbar nach Probenahme den Meßapparaturen zugeführt. Die Tütenproben wurden im Umluftschrank bei  $40^\circ\text{C}$  getrocknet, vom Steinanteil befreit und zu einem späteren Zeitpunkt analysiert bzw. für die chemischen Untersuchungen weiter aufbereitet.

## 6.2 Korngrößenverteilung, Lagerungs- und Partikeldichte

Die Ermittlung der Korngrößenverteilung erfolgte nach Humus- und Karbonatzerstörung, sowie Dispergierung mit 0,1N  $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ -Lsg. mittels Pipettmethode (DIN 19683 Blatt 2, 1973). Die Sandfraktion wurde durch Trockensiebung nach DIN 19683 Blatt 1 (1973) ermittelt.

Weiter wurde die Lagerungsdichte aus dem Verhältnis der Masse des bei 105°C bis zur Gewichtskonstanz getrockneten Bodens zum Volumen des Bodens berechnet und die Partikeldichte mittels Heliumpyknometer der Firma Quantachrome bestimmt.

## 6.3 Porengrößenverteilung (pF-Kurve)

Die Bestimmung der Wassergehalte bei Saugspannungen von pF 1,5, pF 1,8, pF 2,0, pF 2,5 und pF 4,2 zur Ermittlung der pF-Kurve erfolgte durch stufenweise Entwässerung der kapillar aufgesättigten Stechzylinder nach HARTGE (1971) an jeweils 5 Parallelen. Die pF-Werte stellen Logarithmen der Saugspannungen in hPa dar, denen verschiedene Porengrößen zugeordnet werden:

- pF 0 - 1,8 = weite Grobporen  $>50 \mu\text{m}$ ,
- pF 1,8 - 2,5 = enge Grobporen 10 - 50  $\mu\text{m}$ ,
- pF 2,5 - 4,2 = Mittelporen 0,2 - 10  $\mu\text{m}$ ,
- $>\text{pF } 4,2$  = Feinporen  $<0,2 \mu\text{m}$ .

Der bei pF 1,8 vorliegende Wassergehalt ist (nach SCHEFFER und SCHACHTSCHABEL, 1992) als Feldkapazität definiert, derjenige bei pF 4,2 entspricht dem nicht pflanzenverfügbaren Wasser (permanenter Welkepunkt). Die nutzbare Feldkapazität errechnet sich aus der Differenz der Wassergehalte zwischen pF 1,8 und 4,2. Die Luftkapazität ergibt sich aus der Differenz zwischen Gesamtporenvolumen und Feldkapazität. Durch Multiplikation der nutzbaren Feldkapazität ( $\text{mm}/\text{dm}$ ) mit der jeweiligen Horizontmächtigkeit (in  $\text{dm}$ ) und anschließende Aufsummierung errechnet sich die nutzbare Feldkapazität (in  $\text{mm}$ ) für ausgewählte Tiefen. Dabei entsprechen z.B.  $100 \text{ mm} = 100 \text{ l}/\text{m}^2$ .

## 6.4 Gesättigte Leitfähigkeit ( $k_f$ )

Die Ermittlung der gesättigten Wasserleitfähigkeit ( $k_f$ ) erfolgte mittels Haubenpermeameter nach HARTGE (1966), (DIN 19683 Blatt 9, 1973), an jeweils 7 Parallelen. Unter den vorliegenden gesättigten Bedingungen entspricht aufgrund fehlenden Matrixpotentials das Gravitationspotential der Potentialdifferenz. Diese wurde für die überwiegend sandigen Proben für alle Messungen in Form gleicher Differenzen der Wasserspiegelhöhen bei 2,5 cm konstant gehalten. Daraus ergibt sich, auf die Fließstrecke (des Stechzylinders) von 4 cm bezogen, ein hydraulischer Gradient von 0,625. Mit Hilfe dreier Standards konnte die Einhaltung des exakt gleichen

Gradienten bei allen Meßreihen überprüft werden. Lediglich im Falle sehr gering leitender Proben wurde der hydraulische Gradient verdoppelt.

Unter der Annahme, dass laminare Strömungsverhältnisse vorliegen, wurde nach Darcy die gesättigte Wasserleitfähigkeit unter Berücksichtigung der Fehlvolumina errechnet (DIN 19683 Blatt 9, 1973).

Die errechneten  $k_f$ -Werte wurden auf Normalverteilung (MUDRA, 1958) getestet. Der überwiegende Teil der Werte erwies sich als signifikant positiv schief und wurde am besten durch logarithmische Mittelwertbildung (Basis 10) beschrieben. Zur besseren Einordnung der Mittelwerte wurde auch die entlogarithmierte Standardabweichung berechnet und in den Tabellen aufgeführt.

$$D_{(pm)} = \sum_{i=1}^n 1/k_{fi} \times M_i \quad (6.4.1)$$

- mit  $D_{(pm)}$  = Durchflußzeit in Abhängigkeit von der Profilmächtigkeit ( $d$ )  
 $P_m$  = Profilmächtigkeit (hier = 100 cm)  
 $M$  = Mächtigkeit eines Horizontes innerhalb der Profilmächtigkeit (cm)  
 $k_f$  = Gesättigte Wasserleitfähigkeit eines Horizontes (cm/d)  
 $1$  = Hydraulischer Gradient bei gesättigten Bedingungen  
 $n$  = Tiefster Horizont innerhalb der Profilmächtigkeit

Anschließend wurde die mittlere gesättigte Wasserleitfähigkeit errechnet, die eine vergleichende Angabe in Zentimeter pro Tag ermöglicht:

$$K_{fm(P_m)} = P_m / D_{(P_m)} \quad (6.4.2)$$

- mit  $K_{fm(P_m)}$  = Mittlere, gewichtete gesättigte Wasserleitfähigkeit in Abhängigkeit von der Profilmächtigkeit (cm/d)

## 6.5 Ungesättigte Leitfähigkeit ( $k_u$ )

Für die Modelleingabe wurde mit einem Programm von VAN GENUCHTEN (1987) aus den experimentell ermittelten pF-Kurven die ungesättigte Wasserleitfähigkeit ( $k_u$ ) in Abhängigkeit von der Saugspannung unter Benutzung der gemessenen gesättigten Wasserleitfähigkeit (MUALEM, 1976; VAN GENUCHTEN, 1980) in einem iterativen Kurvenanpassungsverfahren errechnet.

Basis hierfür bildet die Modell-Gleichung:

$$k_u = k_f S_e^{\ell} [f(S_e)/f(1)]^2 \quad (6.5.1)$$

$$f(S_e) = \int_0^{S_e} \frac{1}{h(S_e')} dS_e' \quad (6.5.2)$$

mit	$k_u$	= ungesättigte Wasserleitfähigkeit (cm/d)
	$k_f$	= gesättigte Wasserleitfähigkeit (cm/d)
	$S_e$	= $(\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$
	$\ell$	= empirischer Parameter (=0,5 nach MUALEM, 1976)
	$h$	= Wasserspannung (hPa)

Die berechneten K-Funktionen wurden experimentell mit einem Verfahren nach PLAGGE (1991) überprüft. Bei dieser sogenannten Augenblicksprofil-Verdunstungsmethode (APM II) wird der Wasserfluß in der Bodensäule durch Verdunstung induziert. Die Aufsättigung der Bodenproben erfolgte zuvor über herkömmliche keramische Platten, wie sie auch für die Bestimmung der pF-Kurve verwendet wurden.

Mit dem Programm RETC wurde die  $\Psi - \theta$ -Beziehung über einzelne gemessene Werte angepaßt. Die Funktion der Anpassung lautet:

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) / [1 + (\alpha h)^n]^m \quad (6.5.3)$$

mit	$\theta$	= Wassergehalt, volumetrisch ( $cm^3/cm^3$ )
	$\theta_s$	= Wassergehalt bei Sättigung, volumetrisch ( $cm^3/cm^3$ )
	$\theta_r$	= Residualwassergehalt, volumetrisch ( $cm^3/cm^3$ )
	$\alpha, n, m$	= empirische Konstanten mit $m = 1 - \frac{1}{n}$ (MUALEM, 1976)
	$h$	= Wasserspannung (hPa)

Die einzelnen Komponenten des Versuchsaufbaus sind in Abb. 6.5.1 schematisch dargestellt. Dieser besteht aus Meßzellen mit ungestört entnommenen Bodenproben und einem Datenerfassungssystem zur automatischen Meßwertaufnahme von Wassergehalt (TDR-Gerät mit Multiplexer und Laborsonden) und Wasserspannung (Datalogger mit Drucksensoren und Minitensioimetern). Die Meßzellen bestehen aus einem

Stechzylinder, der eine Höhe von 10 cm und einen Durchmesser von 5,5 cm aufweist. In diesem wurden nach der Probenentnahme die TDR-Sonden und Tensiometer installiert.

Die Mini-Tensiometer bestehen aus einer keramischen Spitze mit einem Außendurchmesser von 3 mm und einer inneren Bohrung von 1 mm. Die keramische Spitze ist in ein Messingröhrchen eingeklebt, das mit einem Druckaufnehmer verbunden ist. Weitere Einzelheiten zu den Tensiometern sind in PLAGGE et al. (1990) und PLAGGE (1991) enthalten. Bei den TDR-Sonden handelt es sich um zwei Stahlnadeln von 55 mm Länge und 1 mm Durchmesser, die in einen Epoxy-Harz-Körper eingegossen sind. Die Sonden sind an ein TDR-Gerät mit integriertem Multiplexer angeschlossen. Genauere Beschreibungen von Meßprinzip und Funktionsweise der verwendeten TDR-Geräte finden sich bei MALICKI und SKIERUCHA (1989), PLAGGE (1991), MALICKI et al. (1992) und PLAGGE et al. (1993).

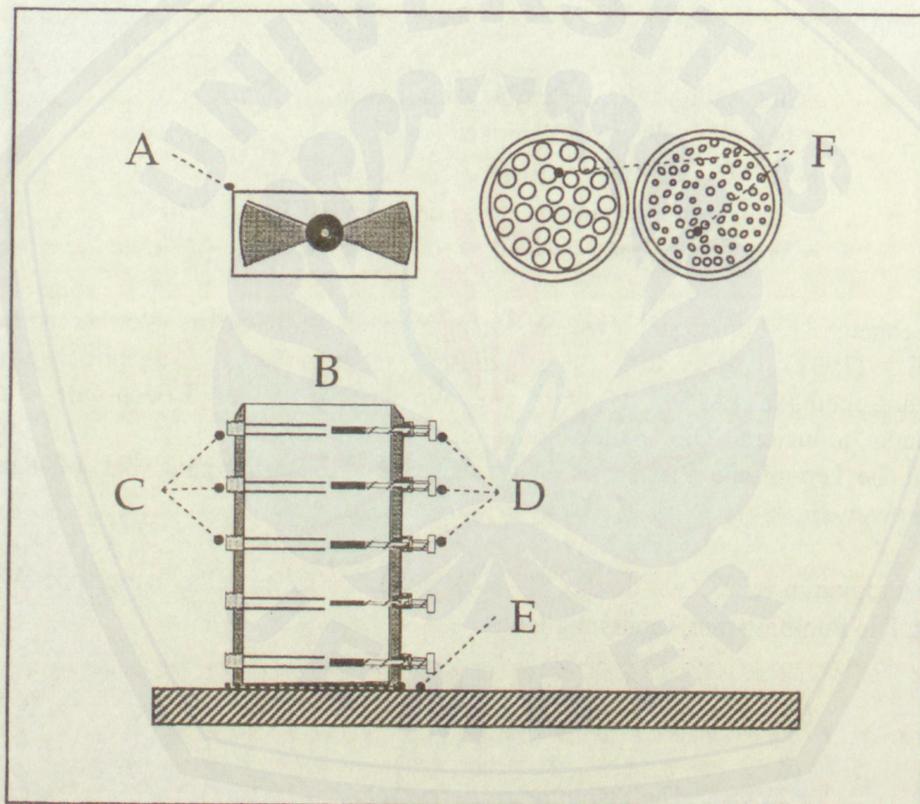


Abb. 6.5.1: Versuchsanordnung der Augenblicksprofil-Verdunstungsmethode (APM II). A: Ventilator zur Verdunstungsbeschleunigung; B: Meßzelle (Stechzylinder mit Bodenprobe, 10 cm hoch); C: TDR-Sonden; D: Mini-Tensiometer; E: basale Probenabdichtung; F: Lochdeckel zur Reduzierung der Verdunstung

Bei der APM II Methode werden zusätzlich ein Ventilator und ein Lochdeckel mit unterschiedlichen Verdunstungsquerschnitten zur Verdunstungssteuerung benötigt. Bei Böden mit hoher Wasserleitfähigkeit muß die Verdunstung mit dem Ventilator beschleunigt werden, um noch meßbare hydraulische Gradienten zu erzeugen. Dies ist meist bei schluffigen und im nahegesättigten Bereich bei sandigen Substraten der Fall. Weisen die Böden ein geringes Porenvolumen oder geringe Leitfähigkeiten auf, muß die Verdunstung durch die Lochdeckel verlangsamt werden, da es ansonsten lediglich zur Austrocknung des obersten Bodensäulenbereichs kommt. Während der Messung werden die Änderungen von Wassergehalt und Wasserspannung in hoher zeitlicher Auflösung registriert.

Die Verrechnung der Daten erfolgte mit dem Programm NONSTAT F77 (Sobczuk et al., 1990, in PLAGGE, 1991). Die zu verschiedenen Zeitpunkten berechneten Gradienten aus den Wasserspannungsprofilen und Fluxraten aus den Wassergehaltsprofilen ermöglichen dabei die Bestimmung der Wasserleitfähigkeit für unterschiedliche Kompartimente.

Zum Erhalt einer mittleren Leitfähigkeitsfunktion eines Horizontes ist es erforderlich, die pF-Kurve und die Wasserleitfähigkeit der Kompartimentverrechnung sämtlicher Wiederholungen über den Raum integrieren. Dazu wurden die Ergebnisse statistisch mit Hilfe des Programmes RETC von VAN GENUCHTEN (1987) errechnet, um analytische Funktionen (5 bis 7 Parameter) an die ermittelten pF- und Wasserleitfähigkeitsfunktionen anzupassen.



7. ERGEBNISSE DER GELÄNDE- UND LABORMESSUNGEN

7.1 Bodenphysikalische und bodenchemische Eigenschaften und Kennwerte

● **Bodenart**

Das Bodenprofil ist durch feinsandige Mittelsande bis mittelsandige Feinsande gekennzeichnet. Zum Teil finden sich schwach kiesige Bänder in den C-Horizonten (vgl. Tab. 7.1.1).

Tab. 7.1.1: Bodenphysikalische Kennwerte des Bodenprofils am Standort der Meßstation im Einlaßbereich der ehemaligen Rieselgalerie Abt. 709

Horz.	Tiefe	Mächtigkeit	Bodenart	Kies	Sand	Schluff	Ton	Lag.-dichte	kf-Wert	kf s (-)	kf s (+)
	[cm]	[dm]		Gew. [%]	Gew. [%]	Gew. [%]	Gew. [%]	[g/cm <sup>3</sup> ]	[cm/d]		
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
YAh	25	2,5	mSfs	4,3	99,3	0,4	0,3	1,34	275	211	359
C <sub>1</sub>	110	8,5	mS	2,2	93,0	6,5	0,5	1,62	633	503	796
C <sub>2</sub>	123	1,3	mSfs	0,8	96,9	2,6	0,4	1,56	695	542	892
C <sub>3</sub>	135	1,2	mSfs	2,4	98,7	1,1	0,2	1,56	695	542	892
C <sub>4</sub>	151	1,6	fSms		98,6	0,7	0,7	1,56	695	542	892
C <sub>5</sub>	180	2,9	mSfs		99,3	0,5	0,2	1,56	755	688	830
C <sub>6</sub>	>200	>2,0	mSfs		97,8	1,9	0,3	1,58	375	299	470

Horz.	GPV	LK	FK	nFK
	Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %
	13	14	15	16
YAh	44,8	25,5	19,3	14,0
C <sub>1</sub>	38,5	33,0	5,6	4,9
C <sub>2</sub>	41,0	35,4	5,6	4,8
C <sub>3</sub>	41,0	35,4	5,6	4,8
C <sub>4</sub>	41,0	35,4	5,6	4,8
C <sub>5</sub>	41,1	35,1	6,0	5,8
C <sub>6</sub>	40,4	27,1	13,4	13,1

s (-) / s(+) = ± Standardabweichung  
 GPV = Gesamtporenvolumen  
 LK = Luftkapazität  
 FK = Feldkapazität  
 nFK = nutzbare Feldkapazität  
 einige Parameter der Horizonte C<sub>3</sub> und C<sub>4</sub> wurden nicht gemessen, sondern von C<sub>2</sub> übertragen; diese sind durch kleinere, kursive Schreibweise gekennzeichnet.

### ● Porengrößenverteilung

Die Lagerungsdichten sind im YAh-Horizont als gering (1,34 g/ccm) und als mittel (1,56-1,62 g/ccm) in den C-Horizonten ab 25 cm Tiefe einzustufen. Daraus ergeben sich unter Einbeziehung der Gehalte an organischer Substanz, die aufgrund des Eintrages während der Berieselung im YAh-Horizont mit rund 12 Gew.% relativ hoch sind, für das Gesamtporenvolumen im YAh-Horizont Werte von 45 Vol.%. In den C-Horizonten liegen die Gesamtporenvolumina zwischen 38 und 41 Vol.% (AG BODENKUNDE, 1994).

Die Luftkapazität ist in allen Horizonten als sehr hoch (25-35 Vol.%) einzustufen. Die Feldkapazitäten in den C-Horizonten (Ausnahme: C6) sind als sehr gering, im YAh als gering zu bewerten. Insgesamt ergibt sich bei 90 mm FK eine sehr geringe Einstufung der Profile.

Die Wassergehalts-Wasserspannungsbeziehungen in Abb. 7.1.1 verdeutlichen, dass die C-Horizonte durch einen großen Anteil an schnell entwässernden, weiten Grobporen gekennzeichnet sind. Der durch den Anteil an organischer Substanz auffällige YAh-Horizont zeigt höhere Wassergehalte bei allen pF-Stufen und weist einen höheren Anteil an Mittel- und engen Grobporen auf, die für die Wasserversorgung der Pflanzen wichtig sind. Die nFK ist beim YAh mit 14 Vol. % als mittel einzustufen, während in den darunterliegenden Horizonten nur geringe Werte auftreten (< 6 Vol. %). Bezogen auf eine mittlere Durchwurzelungstiefe von 40 cm beträgt die nFKwe ca. 42-45 mm und ist als gering einzustufen. Da der Auftragsboden in unterschiedlichen Mächtigkeiten auftritt, schwankt die nFKwe in erheblichem Maße. In Kap. 7.6 wird auf diesen Aspekt im Hinblick auf räumliche Variabilität näher eingegangen.

### ● Wasserleitfähigkeit

Die im Labor gemessenen gesättigten Wasserleitfähigkeiten (vgl. Tab. 7.1.1) sind entsprechend der sandigen Bodenarten sehr groß und sind mit 275 cm/d (YAh) als sehr hoch und mit mehr als 300 cm/d in den übrigen Horizonten als äußerst hoch einzustufen. Die höchste gesättigte Wasserleitfähigkeit wird im C5-Horizont erreicht (755 cm/d).

In der Abb. 7.1.1 sind neben den Labor-pF und  $k_u$ -Werten Funktionen nach dem MUALEM-VAN GENUCHTEN-Ansatz (MVG) angepaßt worden. Sie wurden mit dem Programm RETC berechnet. Die Ergebnisse lassen für alle Horizonte eine schnelle Abnahme der ungesättigten Wasserleitfähigkeit bei niedrigen Saugspannungen erkennen. Sie steht in Zusammenhang mit dem hohen Anteil schnelldränender Grobporen. Bei Feldkapazität liegen ungesättigte Wasserleitfähigkeiten von 0,7 cm/d (C6) bis 0,001 cm/d (C1) vor. Im Horizont C1 nimmt die gemessene ungesättigte Leitfähigkeit  $k_u$  mit abnehmender Wasserspannung schneller ab als die gefittete, d.h. hier führt die Parameterfunktion zu einer gewissen Fehleinschätzung oberhalb pF 2,5. Das kann z.B. bei der Berechnung der realen Evapotranspiration dazu führen, dass die Verdunstung in diesem Bereich bei Benutzung der MVG überschätzt wird (s. Kap. 8).

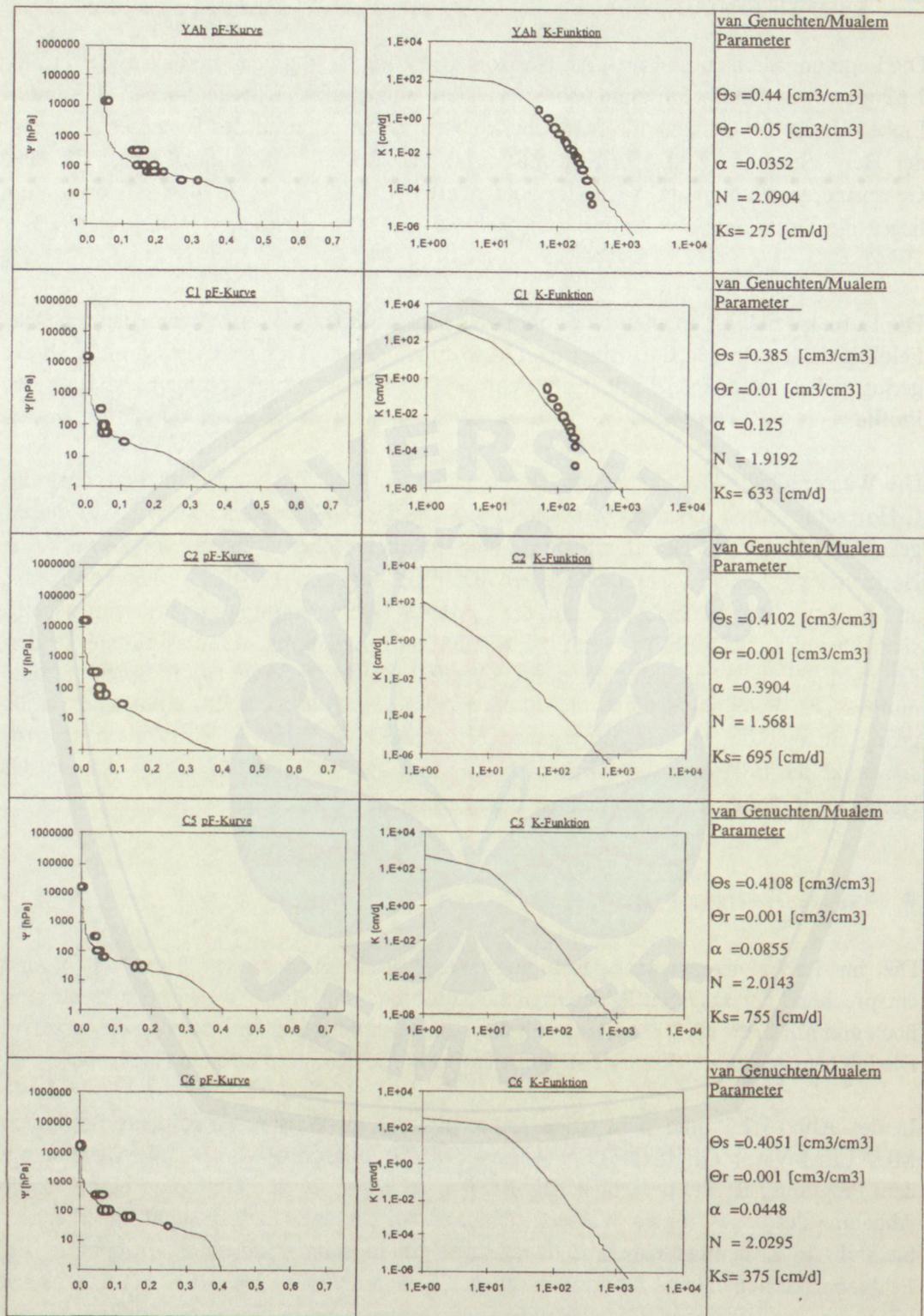


Abb. 7.1.1: Gemessene Labor- pF- und  $k_u$ -Funktionen verschiedener Horizonte des Bodenprofils in Berlin-Buch

Neben  $k_u$ -Laborergebnissen wurden zusätzlich Gelände-  $k_u$ -Funktionen aus gemessenen Wassergehalts- und Wasserspannungstiefenprofilen ermittelt. In Abb. 7.1.2 sind beispielhaft Profile vom Juni bis August 1995 dargestellt. Die Daten stammen von den durchgeführten Tensiometer- und TDR-Messungen (Mittelwerte von drei Wiederholungen) des in Kapitel 5.2 dargestellten Versuchsaufbaus.

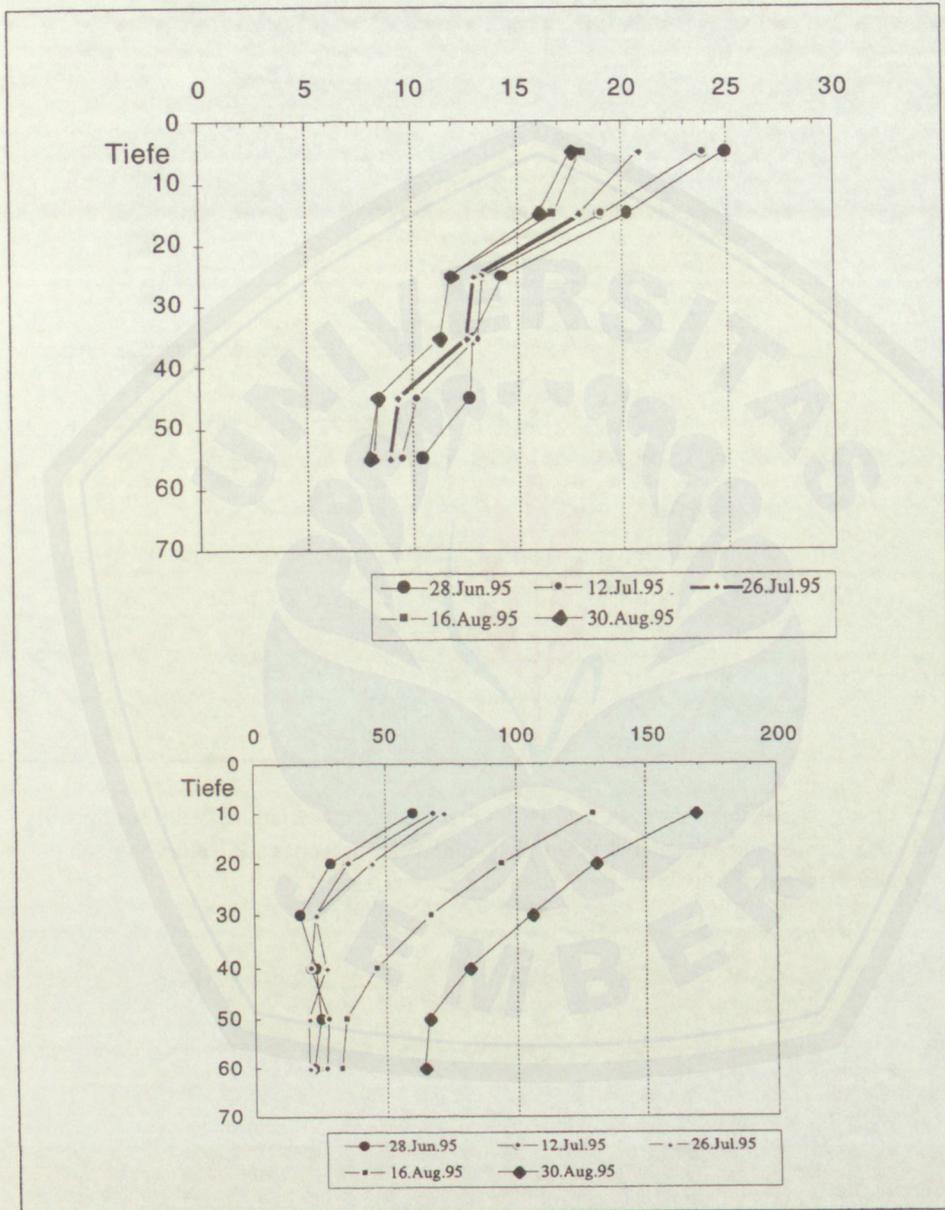


Abb. 7.1.2: Wassergehalts- und Wasserspannungstiefenprofile im Untersuchungszeitraum 1995 als Grundlage für die Berechnung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit im Gelände

Mit Hilfe des in Kap. 6.5 beschriebenen Verfahrens wurden aus den Beziehungen die  $k_u$ -Werte berechnet. Sie sind für zwei Horizonte in Abb. 7.1.3 dargestellt.

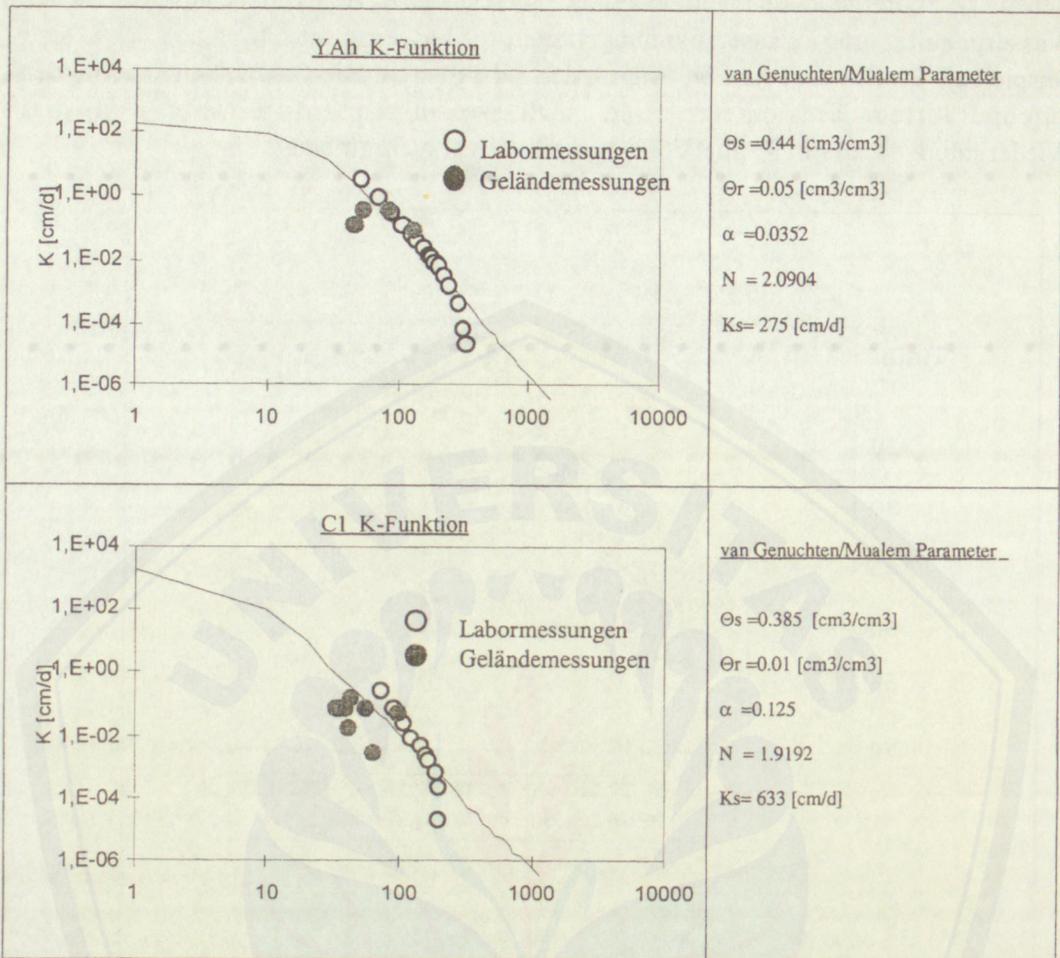


Abb. 7.1.3: Gemessene  $pF$ - und  $k_u$ -Funktionen verschiedener Horizonte des Bodenprofils in Berlin-Buch: Vergleich von Labor- und Feldmessungen  $k_u$ -Kurven nach Mualem/van Genuchten, basierend auf Laborwerten

Beim Vergleich der Labor- und Feldmessungen fällt auf, dass z.T. große Unterschiede bestehen. Die Beobachtungen sind aufgrund der geringen Anzahl verwertbarer Meßpunkte nur schwach abgesichert.

Die im Vergleich geringsten Abweichungen weist der YAh-Horizont auf. Hier vergrößert sich die Differenz unterhalb von 90 *hPa*, darüber liegen die Felddaten auf der angepaßten MVG-Funktion.

Beim C1 könnte man auf einen parallelen Verlauf der Feld- $k_u$ -Funktion zur Labor-Funktion schließen. Bei einem solchen Verlauf würden die Flüsse wesentlich geringer ausfallen. Der Unterschied könnte durch das sandige Material bedingt sein. Im Boden bei natürliche Lagerung vorhandene Grobporen sind nach Probenahme und Transport ins Labor nicht mehr vorhanden, so dass auch noch bei Wasserspannungen bis ca.  $pF$  2,3 ein leitender Querschnitt zur Verfügung steht.

Für den C2-Horizont ist keine sinnvolle Anpassung einer  $k_u$ -Funktion möglich. Die Streuung der Werte ist sehr hoch.

## ● **pH und Carbonatgehalt**

In Tabelle 7.1.2 sind wichtige bodenchemische Eigenschaften zusammengestellt. Das gesamte Profil ist stark bis sehr stark sauer, wobei der pH-Wert mit zunehmender Tiefe abnimmt. Die sinkenden pH-Werte in den tieferen Horizonten können durch die Umwandlung von Sulfid zu Sulfat nach dem Absinken des Grundwasserstandes verursacht worden sein. Das Profil ist über den gesamten untersuchten Bereich karbonatfrei.

## ● **Schwermetalle**

Für alle untersuchten Schwermetalle finden sich die Maximalkonzentrationen im YAh-Horizont. Danach sinken die Konzentrationen ab. Alle Schwermetalle weisen im Vergleich mit den benachbarten Horizonten noch einmal eine erhöhte Konzentration im Bereich 135-151 *cm* auf. Bis auf diese Besonderheit zeigen alle Metalle einen Tiefengradienten. Große Anteile der Schwermetalle sind an die organische Substanz gebunden.

## ● **Organischer Kohlenstoff / Gesamtstickstoff**

Der YAh muß als extrem humos eingestuft werden. Darunter sind geringe Humusgehalte gemessen worden. Im gesamten Profil findet sich ein enges C/N-Verhältnis, das mit der Tiefe abnimmt. Dieses C/N-Verhältnis in dieser Tiefe läßt sich bei den geringen Gesamtkohlenstoffgehalten nur durch Ammonium oder Nitrat erklären, welches bei der Mineralisation von organischer Substanz entstanden ist und dann in die Tiefe verlagert wurde.

● **Verfügbare Nährstoffe, KAK, Phosphor**

Das Profil besitzt eine mittlere Basensättigung und eine geringe Kationenaustauschkapazität. Die Verfügbarkeit der sehr hohen Gesamt-Phosphorgehalte ist durch den niedrigen pH-Wert eingeschränkt. Die Nährstoffversorgung in den obersten 45 cm ist durch die hohen Gehalte an organischer Substanz optimal.

Tab.7.1.2: Bodenchemische Kennwerte des Bodenprofils am Standort der Meßstation im Einlaßbereich der ehemaligen Rieselgalerie Abt. 709

Horz.	Tiefe	Mächtigkeit	pH-Wert	Pb	Cd	Cu	Zn	C org.	Nt	C/N-Verh.
	[cm]	[dm]	CaCl2	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	Gew. %	Gew. %	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
YAh	25	2,5	4,84	452,2	17,99	247,3	874,4	6,13	0,61	10,1
C <sub>1</sub>	110	8,5	4,35	7,4	1,74	19,5	60,8	0,26	0,03	8,7
C <sub>2</sub>	123	1,3	4,30	3,8	0,19	12,9	20,4	0,10	0,01	8,3
C <sub>3</sub>	135	1,2	4,18	2,6	0,08	8,2	13,9	0,06	0,01	7,9
C <sub>4</sub>	151	1,6	4,05	6,6	0,70	13,3	60,5	0,36	0,03	13,8
C <sub>5</sub>	180	2,9	4,01	2,6	0,07	4,7	13,4	0,04	0,01	7,5
C <sub>6</sub>	>200	>2,0	3,82	2,5	0,04	3,9	10,5	0,03	0,00	6,7

Horz.	austau. Ca	austau. K	austau. Mg	austau. Na	KAK pot.	S-Wert	V-Wert	H-Wert	Ges.-P
	mval/100g	mval/100g	mval/100g	mval/100g	mval/100g	mval/100g	mval/100g	mval/100g	mg/kg
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
YAh	4,27	0,17	0,19	0,10	10,01	4,73	47,29	5,27	5706
C <sub>1</sub>	0,38	0,03	0,02	0,02	1,79	0,46	25,81	1,33	749
C <sub>2</sub>	0,27	0,03	0,02	0,00	1,39	0,32	22,80	1,07	411
C <sub>3</sub>	0,18	0,03	0,01	0,00	2,32	0,22	9,42	2,10	239
C <sub>4</sub>	0,25	0,03	0,02	0,00	1,80	0,30	16,50	1,50	578
C <sub>5</sub>	0,09	0,02	0,00	0,00	1,22	0,12	9,52	1,10	196
C <sub>6</sub>	0,11	0,03	0,00	0,00	1,30	0,15	11,30	1,15	128

**7.2 Klimatische Wasserbilanz im Meßzeitraum 1993-1996**

Die Niederschläge wurden in 1 m Höhe mit einem Regenschirm gemessen. Die Temperatur und die Luftfeuchtigkeit wurden in 2 m Höhe ermittelt. Es wurde ein Thermohygrograph mit einwöchigem Aufzeichnungsintervall eingesetzt. Gleiches gilt für den Regenschreiber, der Windschreiber hatte einen Aufzeichnungszeitraum von nur einem Monat. Fehlende Meßwerte wurden durch Werte der Klimastation des Deutschen Wetterdienstes in Berlin-Buch ergänzt. Zum Vergleich werden Klimadaten aus Berlin-Dahlem herangezogen. Die Tabellen A.1 und A.2 zeigen deutlich, dass der durch die Verwendung von Werten benachbarter Wetterstationen entstehende Berechnungsfehler

bei Evapotranspiration und klimatischer Wasserbilanz vernachlässigbar klein ist. Die Witterung in Buch im hydrologischen Jahr 1993-1994 ist in der Abbildung 7.2.1 dargestellt. Es wurden die monatlichen Mittelwerte der verschiedenen Klimaparameter abgebildet.

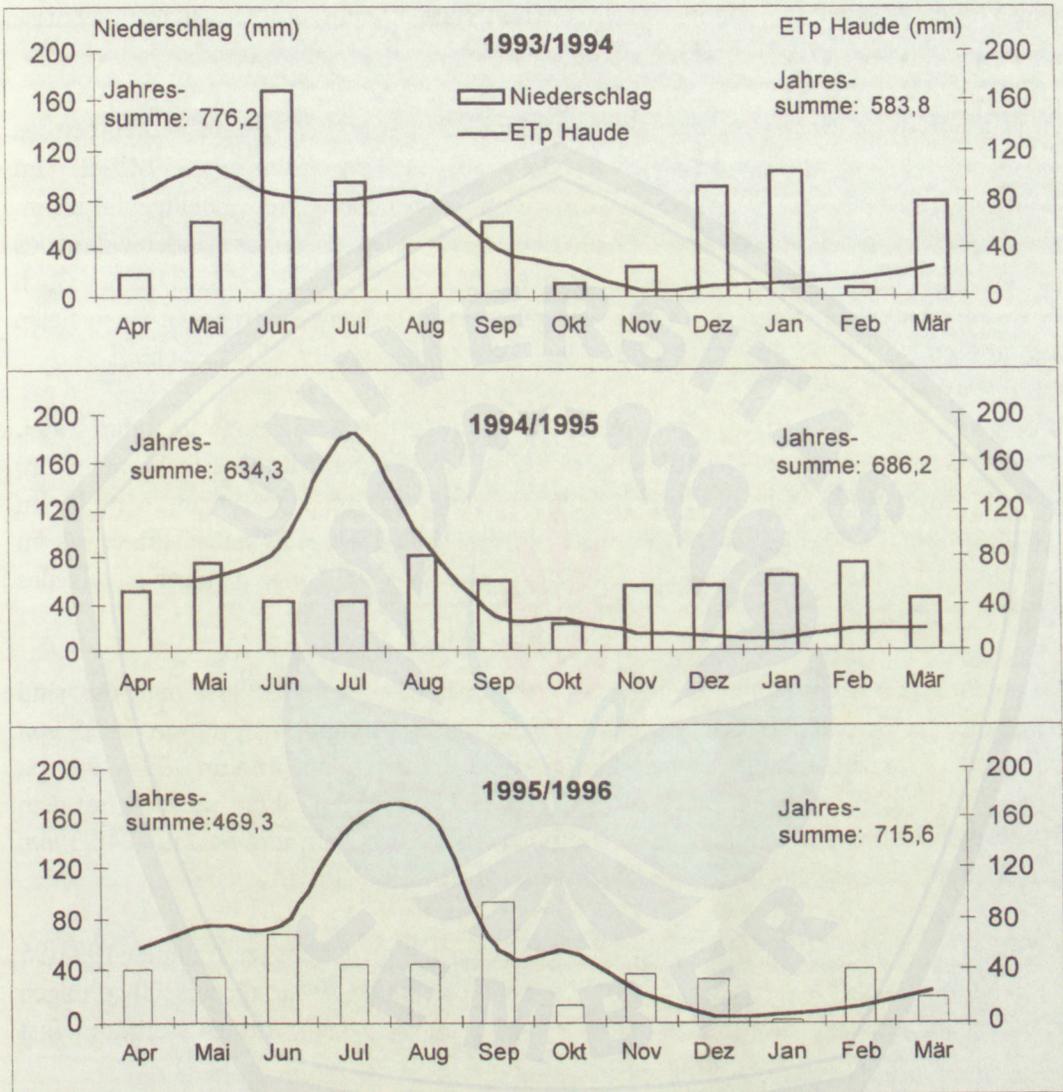


Abb. 7.2.1: potentielle Evapotranspiration nach Haude und Niederschlagsverteilung von den Jahren 1993-1996 in Berlin-Buch

Im Sommer (gerechnet vom 1. April-30. September) 1993 fielen 452,6 mm Niederschlag, 230 mm mehr als das langjährige Niederschlagsmittel. Die Sommermonate des Jahres 1993 waren überdurchschnittlich feucht und kühl. Insbesondere die 168,1 mm Niederschlag im Juni in Buch trugen dazu bei, dass das langjährige Mittel um 42 % höher ausfielen. In den Wintermonaten (gerechnet vom 1. Oktober-31. März) Oktober 1993 bis März 1994 fielen 323,6 mm Niederschlag, das sind genauso viel wie im langjährigen Mittel. Durch vergleichsweise geringe Evapotranspirationsraten fallen die Defizite der

klimatischen Wasserbilanzen in den Sommermonaten 1993 geringer aus und in den Monaten Juni und Juli sind sie sogar positiv.

Gerade im November 1993 bis zum Januar 1994 sowie im März 1994 fand eine Wasserversickerung statt. Berücksichtigt man bei der Betrachtung, dass Sommer und Herbst '93 sehr feucht gewesen sind, kann davon ausgegangen werden, dass eine sehr hohe Grundwasserneubildung stattgefunden hat. Eine Vorstellung der Bilanzergebnisse erfolgt in Kap. 8.7.

Die Wintermonate von November 1994 bis März 1995 sowie April und September des selben Jahres weisen höhere Niederschläge auf als im langjährigen Mittel. Im Untersuchungszeitraum 1994-1995 weist Buch um 26 % höhere Niederschläge auf als im 40-jährigen Mittel. Vom Oktober 1994 bis März 1995 fielen 327,6 mm Niederschlag, das sind nur 3,4 mm mehr als im langjährigen Mittel. Im Sommer 1994 fielen in Buch 358,6 mm Niederschlag, das sind 136,2 mm mehr als im Dahlemer Mittel. In Buch fielen im Zeitraum 1994-1995 im Vergleich zu 1993-1994 90 mm weniger Niederschlag.

Im Sommer 1995 fielen 326,9 mm Niederschläge. Das ist weniger als im Jahre 1993, dennoch liegt der Wert um 124,5 mm höher als im langjährigen Mittel. Die Monate Juni bis September 1995 zeigen deutlich höhere Werte als im langjährigen Mittel. Im Gegensatz dazu sind die Niederschläge im Winter 1995-1996 deutlich niedriger als im Jahr zuvor, so dass die Jahressumme des Niederschlags 76,9 mm geringer ist als das langjährige Mittel.

Die potentielle Evapotranspiration ( $E_{pot}$ ) im Sommer 1995 beträgt 588,1 mm, das sind 48 mm mehr als im langjährigen Mittel. Im Winter ist die Evapotranspiration 127,5 mm und damit 13,3 mm höher als das langjährige Mittel. In dem Meßzeitraum 1995-1996 ist die  $E_{pot}$  deutlich höher im Vergleich sowohl mit den 2 vorherigen Jahren als auch mit dem langjährigen Mittel. Die klimatische Wasserbilanz in diesem Zeitraum ist mit -246,3 mm am stärksten stark negativ im Vergleich zu den anderen Meßjahren.

Es fällt auf, dass die Winterhalbjahre des gesamten Untersuchungszeitraumes 1993-95 deutlich feuchter als das langjährige Mittel waren. Die hohen Winterniederschläge tragen bei geringer Evapotranspiration zu einer Versickerung bei, da in diesem Zeitraum fast kein Wasser durch Pflanzen entnommen wird.

Die Grundwasserneubildung fand in der 3-jährigen Wasserbilanz hauptsächlich in den Wintermonaten statt. Im Sommer tritt eine negative Wasserbilanz auf (s. A.1). Es finden sich jedoch über das ganze Sommerhalbjahr verteilt immer wieder längere Phasen ohne (oder mit geringen) Niederschlägen und darauffolgenden Starkregenereignissen. Aufgrund der sandigen Textur des Bodens ist es nach längeren Trockenperioden möglich, dass auch eine Versickerung von Wasser über bevorzugte Fließbahnen stattfindet. So ist es selbst während der Sommermonate bei extremen Witterungsereignissen nicht ausgeschlossen, dass Wasser und die darin gelösten Schadstoffe unterhalb des Wurzelraumes verlagert werden.

● **Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit**

Die Monatsmitteltemperaturen sind während der Monate April und Mai 1993 mit +11,3 °C und +16,4 °C, sowie im Dezember 1993 und Januar 1994 mit 3,5 °C und 3,4 °C, deutlich gegenüber dem langjährigen Mittel erhöht; auch der Juli 1994 ist mit 21,9 °C wärmer als im langjährigen Mittel. Im Untersuchungszeitraum 1994-1995 sind die Temperaturen im Dezember '94, Februar, Juli und August '95 deutlich höher, im Oktober '94 sowie im März, Mai und Juni '95 deutlich niedriger als im langjährigen Mittel.

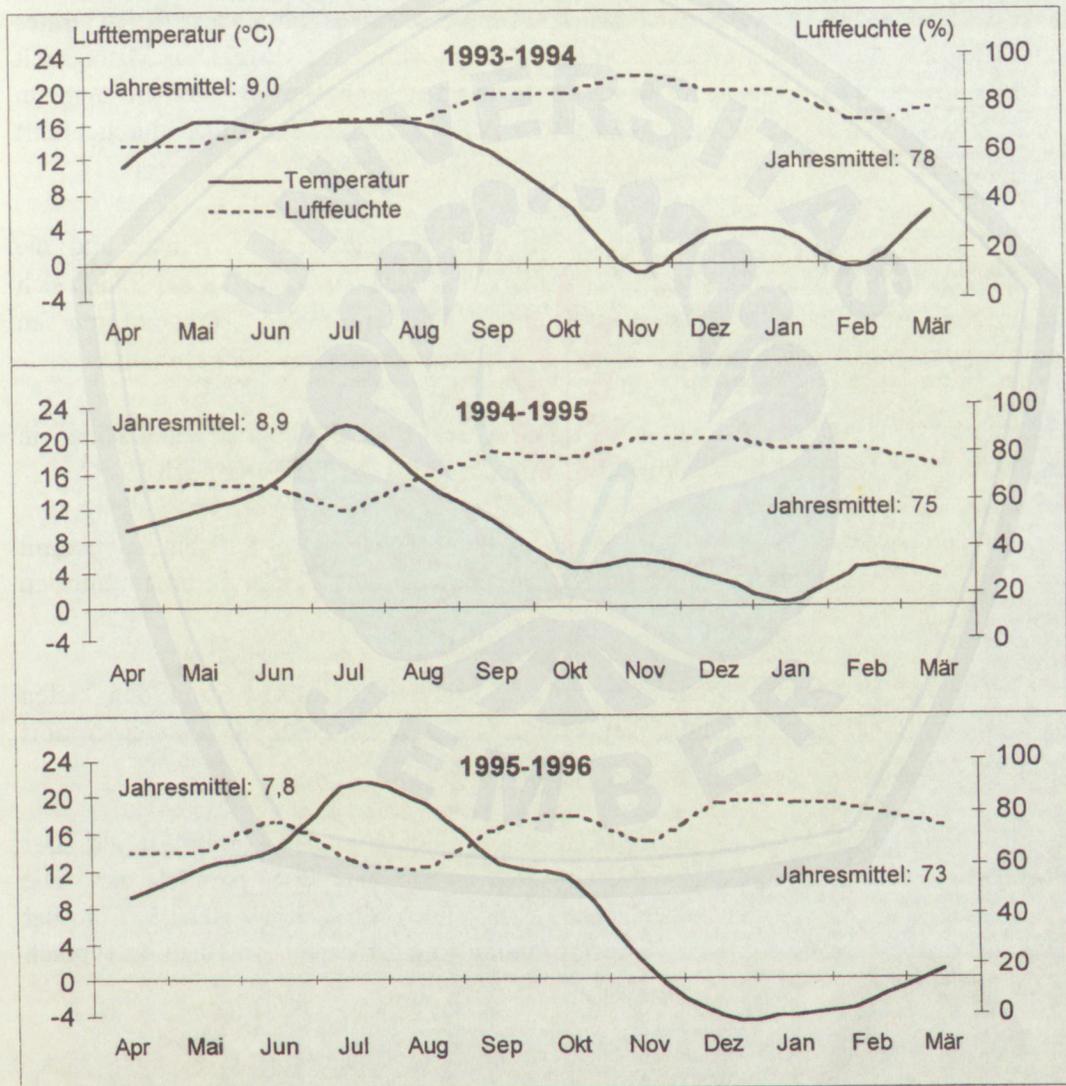


Abb. 7.2.2: Temperatur und Luftfeuchte in den Jahren 1993-1996 in Berlin-Buch

Die Jahresmitteltemperatur lag 1994-1995 mit 8,9 °C um 0,4 °C niedriger als im langjährigen Mittel. In den vorherigen Jahren (1993-1994) lag die mittlere

Jahrestemperatur um  $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$  unter dem 40-jährigen Mittel. Im Verlauf des Jahres 1995-1996 gibt es den niedrigsten jährlichen Temperaturmittelwert von  $7,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Das ist  $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  niedriger als im langjährigen Mittelwert.

Im Winter 1995-1996 ist die Temperatur deutlich gefallen und im Dezember 1995 wurde die tiefste Temperatur in der 3-jährigen Messung von  $-4,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  erreicht. In den Monaten Dezember 1995, Januar und Februar 1996 befinden sich die Monatsmitteltemperaturen deutlich unter null Grad.

### ● Bodentemperatur

Die Bodentemperaturen werden anhand des Temperaturmeßfühlers des TDR-Gerätes gemessen. Die Messungen werden im wöchentlichen Zyklus und jeweils zur Mittagszeit durchgeführt, so dass der tägliche Bodentemperaturgang nicht verfolgt werden kann. In der Zeit von Dezember 1993 bis März 1994 konnten keine Messungen durchgeführt werden.

Die Bodentemperaturen zeigen den Verlauf der Abkühlung zum Winter und die anschließende Wiedererwärmung im Frühjahr. In den Tiefen  $5\text{ cm}$  und  $10\text{ cm}$  finden sich die größten Amplituden im Temperaturverlauf. Die maximalen Temperaturen im Meßzeitraum 1993-1994 in diesen Tiefen ( $22,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) werden im Juli 1994 erreicht.

Wie zu erwarten, sind die Amplituden in den oberen Bodenkompartmenten höher, in den oberen  $5\text{ cm}$  werden Maxima von  $23\text{ }^{\circ}\text{C}$  erreicht, in  $10\text{ cm}$  Tiefe nur noch  $19\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Der Temperaturverlauf 1993-1994 der Tiefen  $60\text{ cm}$  und  $180\text{ cm}$  verläuft bis August mit ungefähr  $3\text{ }^{\circ}\text{C}$  Differenz fast parallel. Im September zeigen alle Tiefen Temperaturen um circa  $13\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Im Zeitraum 1994-1995 finden sich ebenfalls die größten Amplituden in den Tiefen von  $5\text{ cm}$  und  $10\text{ cm}$ . Die maximalen Temperaturen ( $24,6\text{ }^{\circ}\text{C}$  bzw.  $21,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) werden dort Mitte Juli erreicht.

Die Sensoren in Tiefen von mehr als  $40\text{ cm}$  weisen eine geringere Amplitude auf. Der Temperaturverlauf der einzelnen Tiefen stellt sich hier fast parallel dar. Die Abweichungen im August der beiden Jahre (1994, 1995) betragen ungefähr  $5\text{ }^{\circ}\text{C}$  in der Tiefe von  $60\text{ cm}$  bis  $180\text{ cm}$ . Der Temperaturverlauf im Jahresgang in Buch ist typisch für sandige Böden.

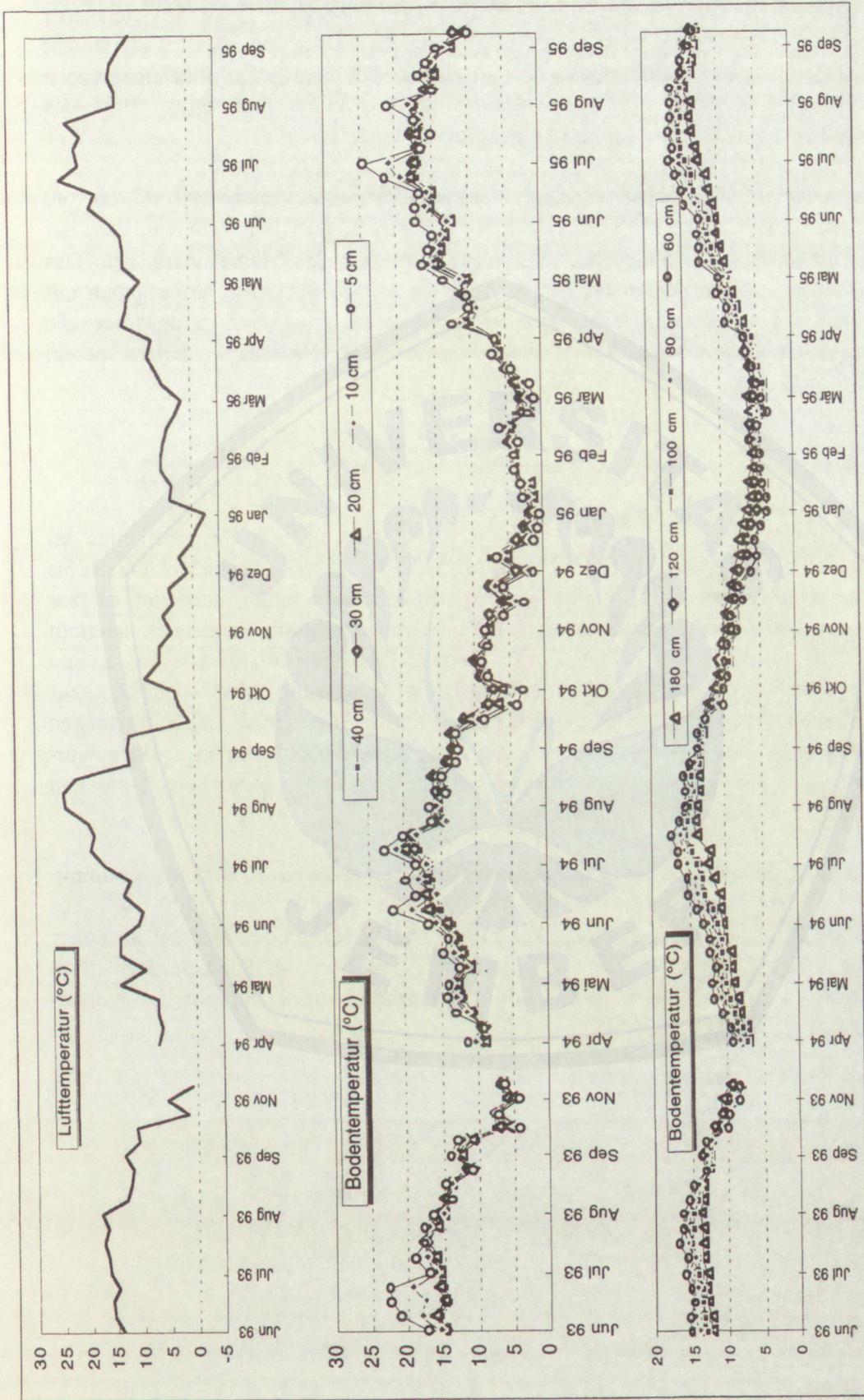


Abb. 7.2.3: Bodentemperatur in der Meßstation Berlin-Buch in den Jahren 1993-1995

Trotz geringer Bodenwassergehalte im August 1994 und Juli 1995 und steigender durchschnittlicher Lufttemperaturen kühlten die Bodentemperaturen ab. Dies könnte auf Verdunstungskälte zurückzuführen sein, da die gleichzeitig niedrige Luftfeuchtigkeit hohe Verdunstungsraten bewirkt. Dieses Phänomen konnte schon im August 1993 des vorangegangenen Untersuchungszeitraumes beobachtet werden.

Die Bodentemperaturen fielen über den gesamten Meßzeitraum nie unter 0 °C, obwohl die Lufttemperatur im Januar 1995 2 Wochen unter Null war. Das bedeutet, dass der Boden eine hohe Wärmekapazität und eine sehr niedrige Wärmeleitung hat. Das organische Material im Oberboden besitzt in dieser Zeit einen hohen Wassergehalt mit einer hohen Wärmekapazität. Trotz guter wärmeleitender Eigenschaften sinkt aber die Temperatur nicht. Wahrscheinlich ist aber auch die Art der Wasserbindung an diesem Effekt beteiligt.

### 7.3 Wurzellängendichte und -verteilung im Boden

Aufgrund der starken Einflüsse durch die Rieselfeldnutzung und Besonderheiten im Bodenaufbau war es erforderlich, Informationen über die Durchwurzelungsintensität als Funktion der Zeit und Tiefe zu gewinnen. Die Durchwurzelungsintensität ist zur Beurteilung der Wasseraufnahmerate und -tiefe notwendig. Dadurch kann z.B. beurteilt werden, ob durch die Belastung mit Schadstoffen eine verminderte Durchwurzelung und damit ggf. eine Verringerung der Transpiration verursacht wird. Angaben zur Durchwurzelung ermöglichen ferner eine bessere Interpretation der im Gelände erfolgten Wassergehalts- und -spannungsmessungen. Schließlich werden Durchwurzelungsangaben benötigt, wenn numerische Wasserhaushaltsmodelle zur Berechnung von Fallstudien eingesetzt werden (s. Kap. 8).

Die Wurzellängendichte (*WLD*) wurde an zwei Terminen (20.6. u. 17.8.1994) bestimmt. Mit Hilfe eines Wurzelbohrers (Eijkelkamp) wurden Stechzylinder ( $200 \text{ cm}^3$ ) aus 6 Tiefen in fünffacher Wiederholung entnommen. Die Wurzelproben wurden im Labor über einem Sieb ausgespült, auf ein Gitternetz gelegt und die Kreuzpunkte erfaßt (TENNANT, 1975; BÖHM, 1979). In Abb. 7.3.1 sind für beide Termine die Wurzellängendichte und -tiefenverteilung dargestellt.

Bis in 30 cm Tiefe ist eine hohe bis sehr hohe Durchwurzelungsintensität mit maximalen Wurzellängendichten von  $>7 \text{ cm/cm}^3$  (in 0-15 cm Tiefe) festzustellen. Diese hohen Werte decken sich mit Geländebefunden, demzufolge an einigen Stellen typische Wurzelfilze anzutreffen sind. Unterhalb von 30 cm nimmt die Wurzellängendichte drastisch ab; sie beträgt in 60 cm nur noch  $< 0.5 \text{ cm/cm}^3$ . Zwischen den beiden Probenahmeterminen konnten keine signifikanten Unterschiede gefunden werden. Im

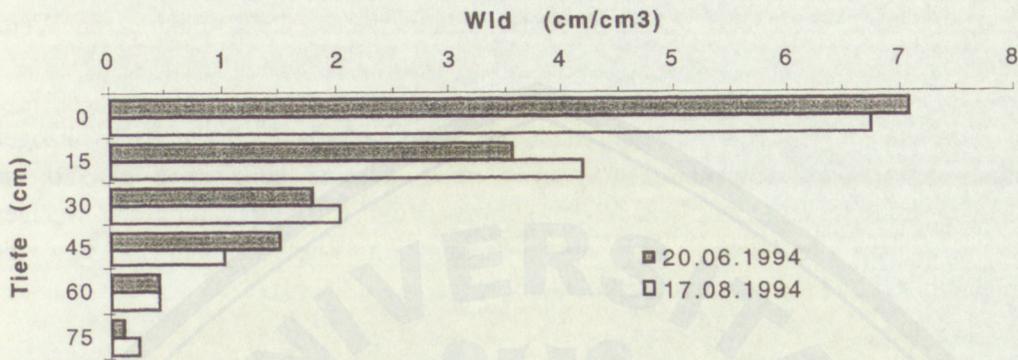


Abb. 7.3.1: Wurzellängendichte (WLD) von einer Wildgras-Ruderalvegetation auf einem ehemaligen Rieselfeld in Berlin-Buch

Oberboden werden ähnlich hohe Durchwurzelungsintensitäten wie bei Getreide erreicht (s. ASSENG, 1993). In den Tiefen 15-45 cm ist die Durchwurzelung hingegen intensiver als bei einjährigen Kulturpflanzen auf Sand unter sonst gleichen Klimabedingungen. Im Vergleich zu einjährigen Kulturpflanzen fällt ferner auf, dass bis Mitte August hohe Wurzellängendichten festzustellen sind, während bei Getreide zu diesem Zeitpunkt bereits durch Abreife nur noch geringe aktive Wurzeln festzustellen sind (MEUSER, 1989, ASSENG, 1993). Insgesamt bedeutet dieser Befund, dass die Vegetation über einen längeren Zeitraum eine aktive Wasseraufnahme im Oberboden betreibt als Getreide. Eine mit landwirtschaftlichen Kulturen vergleichbare maximale Ausschöpfungstiefe von bis zu einem Meter Bodentiefe wird jedoch auf dem Rieselfeldstandort nicht erreicht. Auch kann keine Einschränkung der Durchwurzelungsintensität in größerer Tiefe im Vergleich zu nicht belasteten Standorten festgestellt werden. Der hohe Humusgehalt in Verbindung mit Wurzelfilzen deutet darauf hin, dass die Mineralisation dafür sorgt, dass die Pflanzen bevorzugt im Oberboden wurzeln.

## 7.4 Dynamik des Bodenwasserhaushaltes

### ● Wasserspannungen

In Abb. 7.4.1 sind die Wasserspannungsverläufe für unterschiedliche Bodentiefen dargestellt. Die geringsten Werte liegen bei ca.  $-400 \text{ hPa}$  in  $5 \text{ cm}$  Bodentiefe. Durch die ungewöhnliche hohen Niederschläge in beiden Jahren werden keine niedrigeren Werte erreicht.

Die Dynamik der Wasserspannungen kann bis eine Tiefe von  $60 \text{ cm}$  nachvollzogen werden, geringe Wasserspannungen ( $< -400 \text{ hPa}$ ) werden jedoch nur bis  $30 \text{ cm}$  Bodentiefe erreicht. Unterhalb von  $60 \text{ cm}$  schwankt die Wasserspannung mit wenigen Ausnahmen um den Bereich der Feldkapazität. Im Winterhalbjahr mußten die Messungen wegen Frostgefahr unterbrochen werden.

### ● Hydraulische Gradienten und Wasserscheide

Aus den Wasserspannungen wurde der Verlauf des hydraulischen Gradienten berechnet und die Tiefelage der hydraulischen Wasserscheide ermittelt. Dieser Verlauf im Bodenprofil ist für den Untersuchungszeitraum 1993-1995 in Abb. 7.4.2 dargestellt. Die hell markierten Bereiche kennzeichnen die nach oben gerichtete Wasserbewegung, in den dunklen Bereichen findet eine nach unten gerichtete statt.

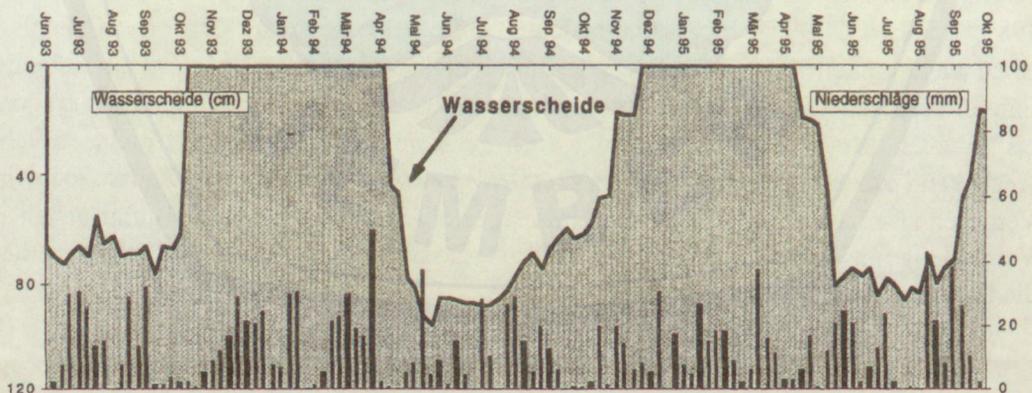


Abb. 7.4.2: Tiefenlage der Wasserscheide im Bodenprofil im Verlauf des Jahres von 1993 bis 1995

Die klimatischen Ereignisse der einzelnen Jahre spiegeln sich deutlich im Verlauf der Wasserscheide wieder. Im Jahr 1993, das mit überdurchschnittlich hohe Niederschläge aufweist, von denen mehr als 60 % im Sommerhalbjahr während der Vegetationsperiode fallen, sinkt die Wasserscheide nicht tiefer als  $70 \text{ cm}$  ab. Ab Ende Oktober 1993 ist das Profil wieder vollständig aufgefüllt.

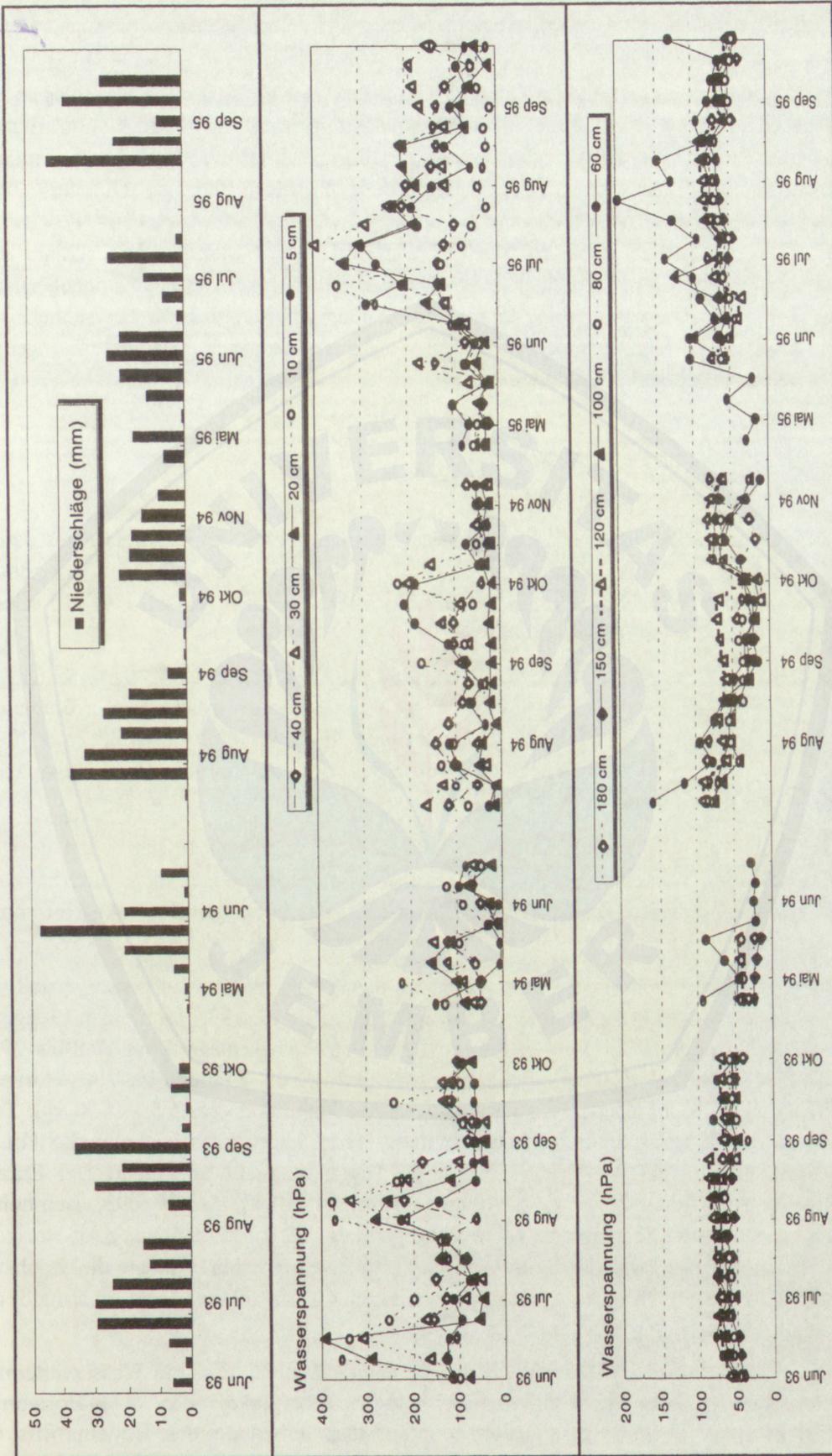


Abb 7.4.1: Wasserspannungen des Bodens im Meßzeitraum 1993-1995

Im Vergleich zum Vorjahr setzt die Vegetationsperiode im April 1994 mit deutlich höheren Temperaturen ein. Gleichzeitig findet aufgrund der geringen Niederschläge während dieser Zeit eine tiefe Ausschöpfung der Wasservorräte aus dem Profil statt. Die Wasserscheide sinkt fast bis 1 m Tiefe ab. Aufgrund der geringeren Niederschlagsmenge in diesem Sommerhalbjahr findet eine langsame Aufsättigung des Profils statt. Erst im Dezember 1994 ist das Profil vollständig aufgesättigt. 1995 ist der Verlauf fast identisch, allerdings endet die tiefergehende Ausschöpfung des Profils früher und schneller.

Generell wird deutlich, dass die Wasserscheide auf diesem Standort im Frühjahr sehr schnell bis auf ca. 80 cm absinkt und im Oktober genau so schnell zur Bodenoberfläche ansteigt. Die Wasseraus schöpfung und -auffüllung des Profils erfolgen sehr schnell, was die auch in den bodenphysikalischen Untersuchungen gemessene geringe Wasserspeicherfähigkeit des Bodens belegt.

### ● Wassergehalte

In Abbildung 7.4.3 sind die Wassergehaltsverteilungen von vier Terminen des Jahres 1993 dargestellt. Dieser kleine Ausschnitt soll die hohe vertikale und horizontale Variabilität der Wassergehalte im Profil darstellen, welche typisch ist für diesen sandigen, stark humosen Rieselfeldböden.

Zum Zeitpunkt der Messung im April war das Profil in den oberen 30 cm feucht. Im linken Profildrittel dieser Tiefe werden höchste Wassergehalte erreicht. Dieser Bereich ist durch eine mächtige YAh-Schicht gekennzeichnet. In den Tiefen unterhalb von 40 cm liegt der Wassergehalt zwischen 10 und 8 Vol. %. Dies stellt in etwa die Feldkapazität dieses C-Materials dar.

In der Tiefe von 40 bis 80 cm und in horizontaler Richtung von 40 bis 90 cm liegt ein verhältnismäßig trockener Bereich vor. Die Wassergehalte liegen hier unterhalb der Feldkapazität. In diesem Bereich ist die Mächtigkeit des überlagernden YAh-Horizontes am geringsten.

Nach einer Phase höherer Niederschläge ist das Profil wieder aufgesättigt und die Verteilung der Wassergehalte entspricht in etwa der vom 19.4.93. Nach einer 19-tägigen Periode hoher potentieller Verdunstung und geringer Niederschläge (vom 10.8 bis 29.8) ist das Profil am 27.8.93 in den oberen 60 cm ausgetrocknet. Während im YAh-Horizont die Wassergehalte im Bereich des permanenten Welkepunktes (ca. 5.3 Vol % vgl. Tab. 7.1.1) liegen, bleiben die Wassergehalte in den tieferen Lagen zwischen 6 und 8 Vol.%. Ein Verteilungsmuster wie an den feuchteren Tagen ist nicht erkennbar. Der Entzug durch Pflanzenwurzeln bleibt auf die oberen 60 cm beschränkt. Am 20.9.93, nach hohen Niederschlägen und bei geringen Verdunstungsraten, ist das Profil im YAh-Horizont wieder aufgesättigt, vor allem im linken Drittel zeigen sich wieder die höchsten Wassergehalte. Ein Teil der C-Horizonte sind in 40 bis 50 cm Tiefe unterhalb der geringmächtigsten YAh-Schicht trocken geblieben.

Die im Profil gemessenen Bodenwassergehalte zeigen deutlich, dass die Wasserverteilung in den oberen 20 cm durch die unterschiedliche Mächtigkeit des YAh-Horizontes beeinflusst wird. Es kann festgehalten werden, dass innerhalb des Bodenprofils die Wassergehalte vertikal und horizontal stark variieren. Als Gründe dafür können die

unterschiedlichen bodenphysikalischen Eigenschaften der Horizonte und verschiedene Durchwurzelungsintensitäten genannt werden. Auffällig ist, dass im Profil die trockensten Stellen unterhalb der geringsten YAh-Mächtigkeit zu finden ist. Diese Bereiche bleiben auch über eine Trocken- und Wiederbefeuchtungsperiode hinaus (vgl. Abb. 7.4.4) von Wassergehalten bei 4 Vol. %. Im Gelände konnten solche Phänomene öfters beobachtet werden. Trockene und stark hydrophobe Schichten im Oberboden konnten auch nach stärkeren Niederschlägen nicht oder nur schlecht befeuchtet werden. Dieses Verhalten führt dazu, dass trotz extremer Starkregenereignisse YAh-Bereiche nur in den obersten Zentimetern befeuchtet werden und es zu extrem unterschiedlichen Wassergehaltsverteilungen im Profil (vertikal und horizontal) kommen kann.

In Abb. 7.4.4 ist die jahreszeitliche Dynamik der Bodenfeuchteänderung dargestellt. Die Wassergehalte schwanken während des Untersuchungszeitraumes 1993-1995 zwischen 1-24 Vol. %. Starke Niederschlagsereignisse im Juni 1994 sowie im Februar, April und Juni 1995 bewirken deutlich erhöhte Wassergehalte in 10 cm Tiefe ( $> 20$  Vol. %).

Ab Ende Oktober 1994 ist im Oberboden fast Feldkapazität erreicht. Die im folgenden Winter fallenden Niederschläge dienen also nicht mehr zum Auffüllen des Profils, sondern führen zur Verdrängung des Bodenwassers aus dem Wurzelraum mit Sickerwasserbildung.

Im September 1993, August und Dezember 1994 sowie im Juni 1995 herrscht eine besondere Situation: Der Oberboden ist ausgetrocknet, die Wassergehalte sind bis unterhalb des permanenten Welkepunktes abgesunken. In dieser Situation setzen jeweils Starkregenereignisse ein. In den obersten Zentimetern ist nur ein leichter Anstieg, teilweise sogar ein Absinken der Wassergehalte zu beobachten. In Tiefen unterhalb von 30 cm dagegen findet ein Anstieg der Wassergehalte um bis zu 10 Vol. % statt. Dieses Verhalten kann ein weiteres Indiz für preferentiellen Fluß sein, der entsteht, wenn die organische Substanz im Oberboden stark ausgetrocknet ist und hydrophobe Eigenschaften bekommt. Das Wasser fließt bevorzugt in Bereichen, wo die Verhältnisse günstiger sind (*bypass-flow*).

Das gleiche Verhalten konnte auch im Sommer 1995 beobachtet werden, als eine Fläche für die Vorbereitung einer Stechzylinderprobenahme mit etwa 150 mm in mehreren Gaben über drei Stunden befeuchtet wurde. Am nächsten Tag waren die ersten 5 cm der Fläche durchfeuchtet, darunter war der Boden weiterhin trocken.



MILIK PERPUSTAKAAN  
UNIVERSITAS JEMBER

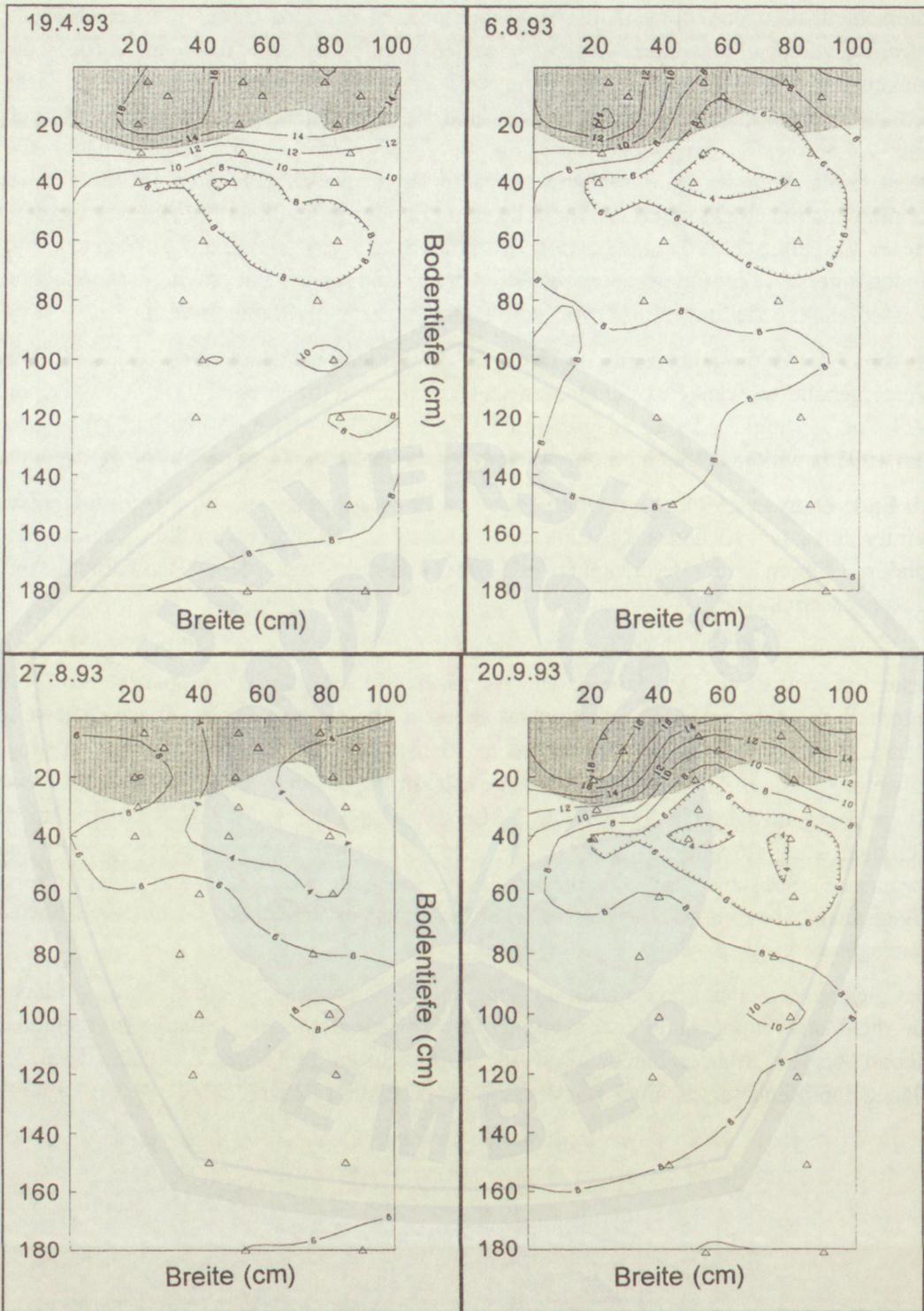


Abb. 7.4.3: Wassergehaltsverteilungen [Vol %] im Untersuchungsprofil zu vier verschiedenen Zeitpunkten (Δ markieren die Positionen der TDR-Sonden, Grau ist der YAh-Horizont)

Der größte Teil der Wassergehaltsänderungen findet in der Tiefe zwischen 0 und 30 *cm* statt. Hier befinden sich auch die meisten Wurzeln. Mit abnehmender Durchwurzelung im C-Material finden sich in dieser Tiefe nur noch geringe Wassergehaltsänderungen. Ab 80 *cm* Tiefe spielt der Wasserentzug durch die Pflanzen keine Rolle mehr; in dieser Tiefe liegen die Wassergehalte immer im Bereich der Feldkapazität. Aus den gemessenen Wassergehaltsänderungen oberhalb der Wasserscheide in Verbindung mit Witterungsaufzeichnungen wurde eine Wasserhaushaltsbilanz erstellt, die in Kap. 8 im Rahmen der Simulationsergebnisse vorgestellt wird.



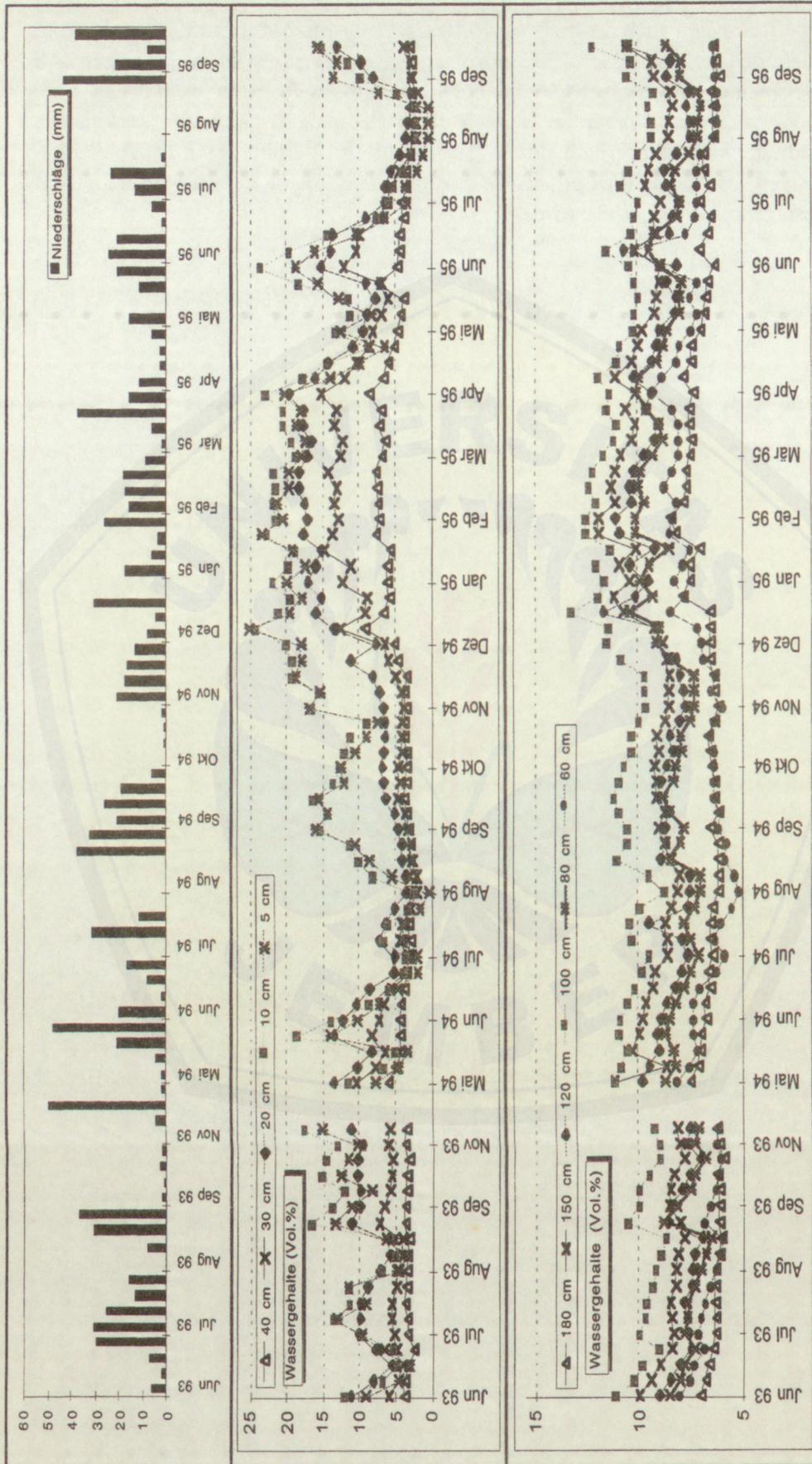


Abb. 7.4.4: Dynamik der Bodenfeuchteänderung im Meßzeitraum 1993-1995 in Meßtiefen zwischen 5 und 180 cm

### 7.5 Räumliche Variabilität von Bodenwassergehalten und Bodeneigenschaften

Die Bodenwassergehalte wurden von Mai bis Sept. 1995 in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung entlang von Transekten gemessen. In 0 - 10 cm Tiefe wurden in 1 m-Schritten, in 20 - 30 cm Tiefe in 0,15 m-Abständen die Wassergehalte mit TDR gemessen. Die Abbildung 7.5.1 zeigt exemplarisch die räumliche Streuung der Bodenwassergehalte von 2 Terminen im Sommer 1995. Im oberen Teil der Abbildung sind die Wassergehalte entlang des Transekts in 0 - 10 cm Tiefe, im unteren Teil der Abbildung die Wassergehalte in 20 - 30 cm Tiefe dargestellt.

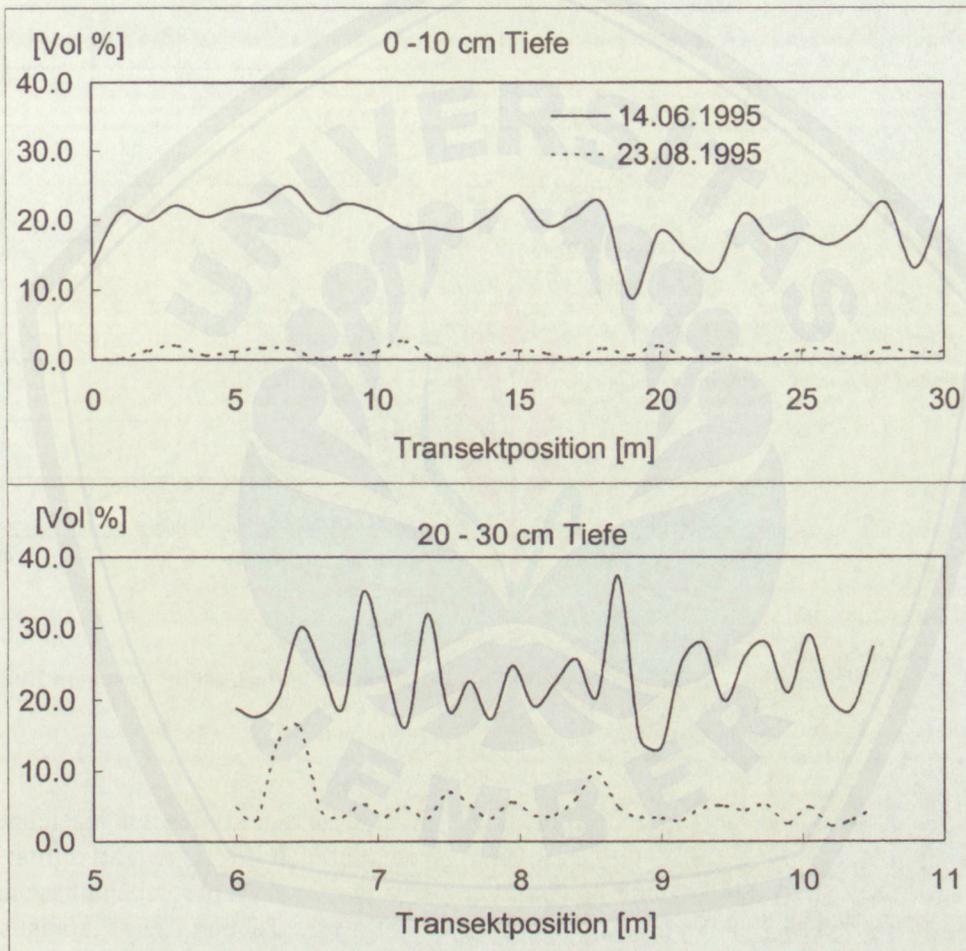


Abb. 7.5.1: Streuung der Bodenwassergehalte einer Feucht- (14. Juni 1995) und einer Trockenphase (23. Aug. 1995) in zwei Tiefen

Am 14. Juni 1995 war der Boden relativ feucht, die Wassergehalte lagen fast überall weit höher als 15 Vol. %. Die Spannweite der Wassergehalte ist an diesem Termin in beiden betrachteten Tiefen groß. Am 23. Aug. 1995 war der Boden stark ausgetrocknet.

Die Wassergehalte lagen fast überall unter 10 Vol. % Die Spannweite der Wassergehalte ist klein im Vergleich zur der bei feuchtem Boden.

Die Verteilungsfunktionen der Wassergehalte unterscheiden sich je nach Bodenfeuchte: Bei feuchtem Boden sind die Werte bei gleichzeitig hohen Standardabweichungen über einen weiten Bereich verteilt. Bei trockenem Boden sind die Verteilungen schmal mit geringer Standardabweichung. Exemplarisch zeigt Abb. 7.5.2 die empirische Verteilung der Wassergehalte bei frischem Boden in 0 - 10 cm Tiefe für den Rieselfeldstandort.

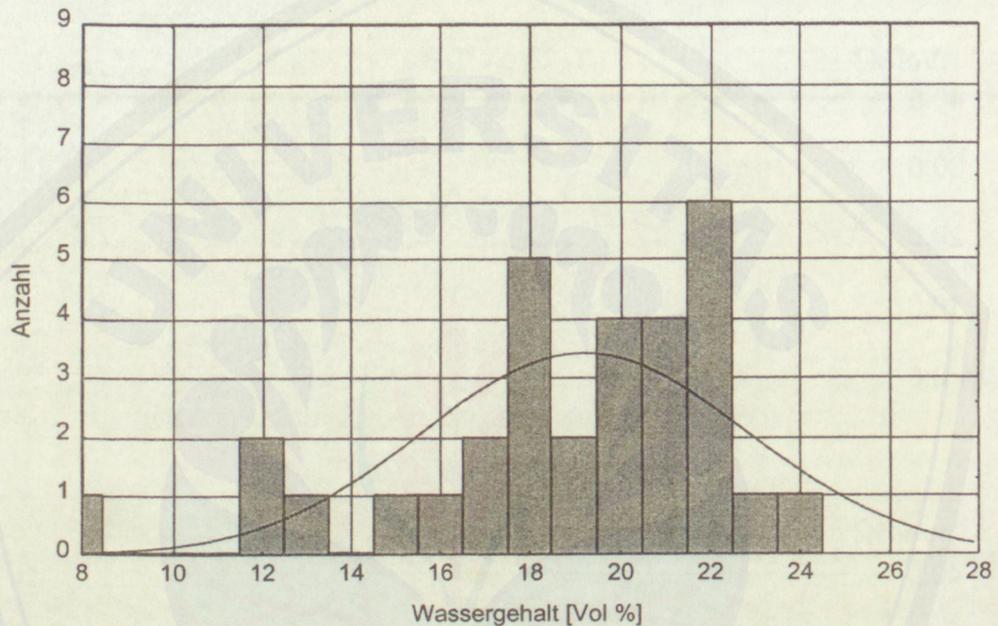


Abb. 7.5.2: Verteilung der Wassergehalte von 0 -10 cm Tiefe in Buch bei frischem Boden am 14.06.1995

Aus den Kennwerten und dem Vergleich der in den Histogrammen eingezeichneten erwarteten Normalverteilung (durchgezogene Linie) läßt sich die hohe Variabilität der Gehalte in der Trockenphase ablesen. Die Werte sind aber auch in der Feuchtphase nicht gut an die Normalverteilung angepaßt. Die folgende Tabelle zeigt statistische Kennwerte.

Tab. 7.5.1: Statistische Kennwerte von Wassergehaltsänderungen, sowie Bodenwassergehalten einer Feucht- (14.Juni 1995) und einer Trockenphase (23. Aug. 1995) in zwei Tiefen

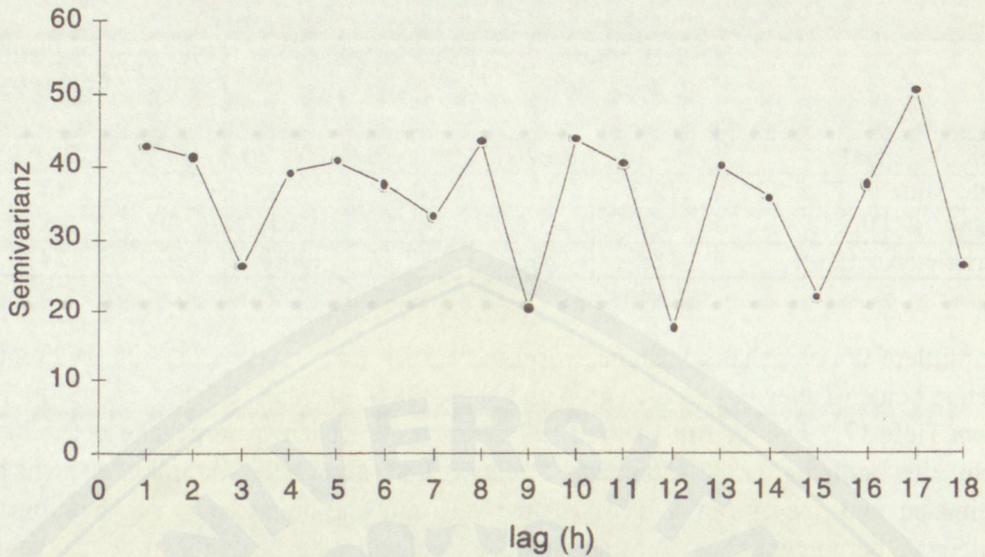
	Feuchtphase 14. Juni 1995		Trockenphase 23. Aug. 1995		Wassergehalts-diff. 14.06.-23.08.1995	
	0 - 10	20 - 30	0 - 10	20 - 30	0 - 10	20 - 30
Tiefe [cm]						
arith. Mittelw. [Vol. %]	19,3	23,0	0,8	5,1	18,3	17,9
Stabw. s [Vol. %]	3,6	5,8	0,7	3,1	3,5	6,1
Variationskoeff. (%)	18,7	25,2	87,5	60,8	19,1	34,1

Die mittlere Wassergehaltsabnahme zwischen dem 14. Juni und dem 23. Aug. 1995 ist in Buch in beiden Tiefen etwa gleich groß und beträgt in 0 - 10 cm 18,3 Vol. % und in 20 - 30 cm Tiefe 17,9 Vol. %. Am 14. Juni 1995 weisen die Bodenwassergehalte in 20-30 cm Tiefe eine auffällig große räumliche Streuung und eine hohe Amplitude zwischen minimalen und maximalen Wassergehalten auf, ein Zusammenhang zur heterogenen Verteilung der organischen Substanz wird angenommen, außerdem wurde an einigen Positionen in 20 - 30 cm Tiefe bereits der C1-Horizont berührt. Eine räumlich-strukturelle Abhängigkeit der Bodenwassergehalte ist nicht zu erkennen wie Semivariogramme (Abb. 7.5.3) zeigen. Die Semivarianz pendelt sich in beiden Fällen nicht auf einen Schwellenwert ein (*sill*). Es ist ein reiner „nugget“-Effekt festzustellen, was auf eine rein stochastische Verteilung der Werte hinweist. Räumliche Abhängigkeiten sind nicht festzustellen.

Vergleicht man die Verteilung der Wassergehalte bei frischem Boden in Buch mit der Wassergehaltsverteilung eines benachbarten Ackerstandortes in Blumberg (Abb. 7.5.4, GROSS, 1997), so wird deutlich, dass eine konventionell bewirtschaftete landwirtschaftliche Nutzfläche keine so große Streuung von Bodenwassergehalten aufweist. Die hohe Streuung der Wassergehalte ist eventuell eine „rieselfeldtypische“ Eigenschaft.

Semivariogramm

Wassergehalte in 20-30 cm Tiefe am 14.06.95



Semivariogramm

Wassergehalte in 20-30 cm Tiefe am 23.08.95

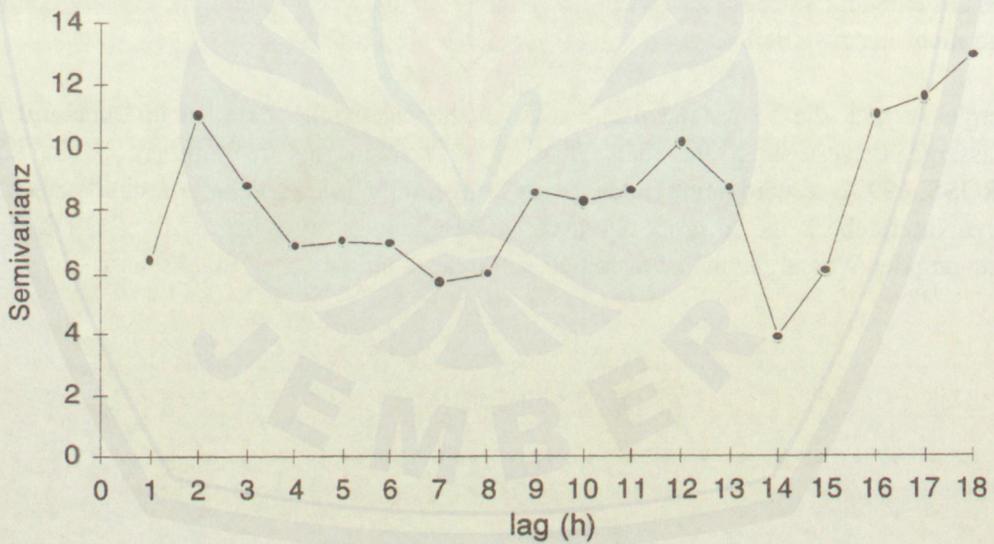


Abb. 7.5.3: Variogramme von Wassergehalten einer Feucht- (14.Juni 1995) und einer Trockenphase (23. Aug. 1995) in 20-30 cm Tiefe (lag (h)= 15 cm).

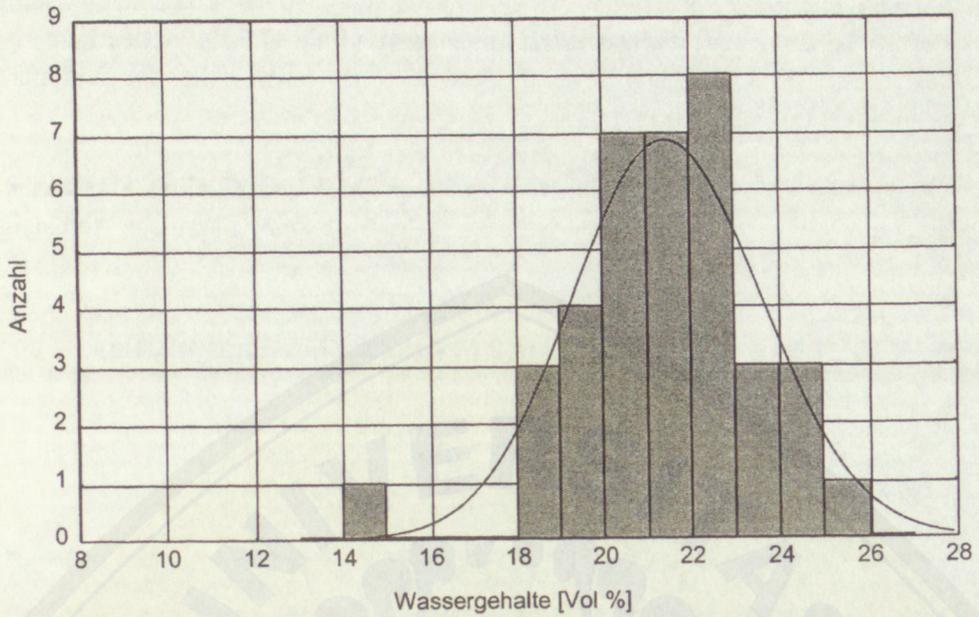


Abb. 7.5.4: Verteilungsfunktion der Wassergehalte von 0 -10 cm Tiefe in Blumberg bei frischem Boden

**Semivariogramm** Änderung der Wassergehalte in 20-30 cm Tiefe vom 14.06.-23.08.95

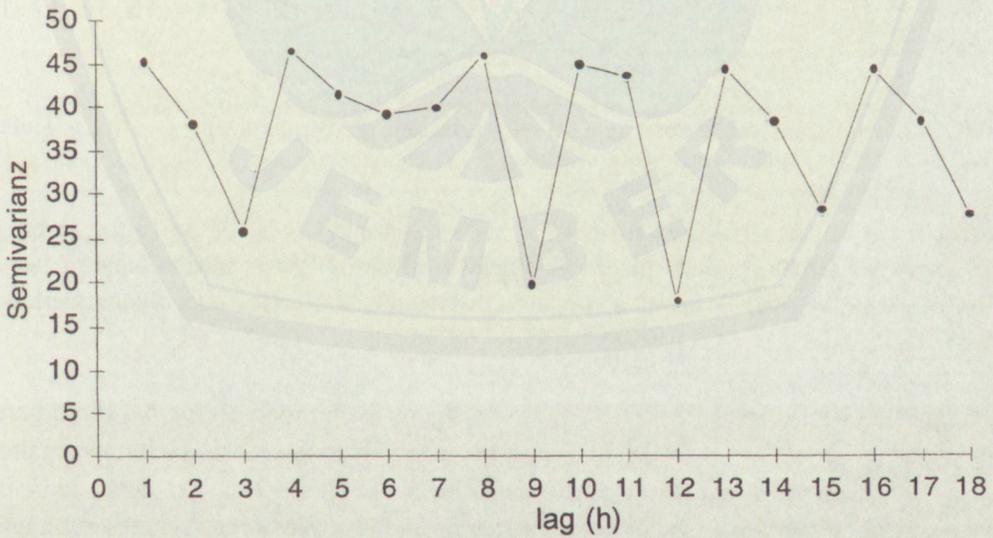


Abb. 7.5.5: Variogramm der Wassergehaltsänderung vom 14. Juni bis 23. Aug. 1995 in 20 - 30 cm Tiefe (lag (h)= 15 cm)

Zur Untersuchung möglicher räumlicher Strukturen von Wasserflüssen im Boden wurde die Bodenspeicheränderung betrachtet. Die Wassergehaltsänderung im Boden zwischen dem 14. Juni und dem 23. August 1995 zeigt in 20 - 30 cm Tiefe keine räumlich-strukturelle Abhängigkeit wie ein Semivariogramm (Abb. 7.5.5) verdeutlicht. Die Schwellenvarianz (*sill*) beträgt ca.  $37,3 [\text{Vol. \%}]^2$  und entspricht der Varianz der Stichprobe  $s^2$  (vergl. Tab. 7.5.1).

Auch bei der Betrachtung der kumulativen nutzbaren Feldkapazität eines Transektes mit Meßdistanzen von 1 m ergibt die geostatistische Analyse keine räumliche Abhängigkeit (Abb.7.5.5).

## Semivariogramm

mm nFK in 0-40 cm Tiefe (lag (h) = 1m)

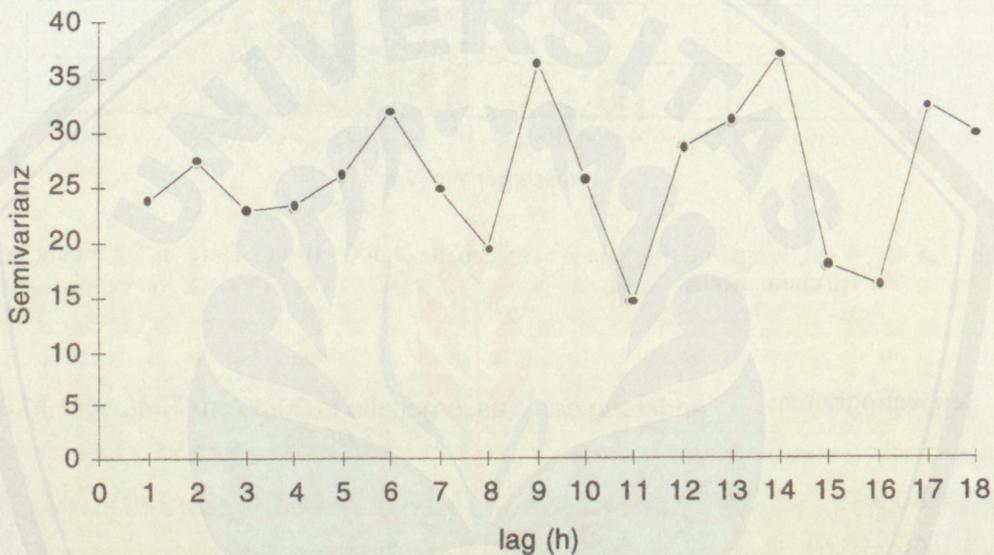


Abb. 7.5.5: Variogramm der kumulativen nutzbaren Feldkapazität in 0 - 40 cm Tiefe (lag (h)= 1 m)

Zusammenfassend ist festzustellen, dass räumlich abhängige Strukturen von Bodenwassergehalten, -änderungen (0-30 cm) und dem Wasserhaushaltsparameter nFK (0-40 cm) entlang des Transekts für den Untersuchungsstandort bei Schrittweiten (lag) von 0,15 m bzw. 1,0 m nicht nachweisbar sind.

Den größten Einfluß auf die Wasserhaushaltseigenschaften der Böden hat die organische Substanz (Abb. 7.5.6). Für 33 Meßpunkte eines Transektes sind Humusgehalte von zwei Tiefenbereichen aufgetragen (SCHLENTHER et al., 1996). Bei den relativ hohen Humusgehalten der Auftragshorizonte liegt aufgrund einer besseren Aggregierung und der hohen spezifischen Wasserkapazität des Humus der Anteil an pflanzenverfügbarem Wasser bei bis zu 20 Vol. %. Je mächtiger und humusreicher die Auftragshorizonte und je tiefer die C-horizonte liegen, um so günstiger sind die Standorte hinsichtlich der absoluten pflanzenverfügbaren Wassermenge und des gesamten Wasserhaushaltes zu beurteilen.

Dieser Sachverhalt wird auch durch die Abb. 7.5.7 verdeutlicht. Dort ist die nutzbare Feldkapazität für einen Meter Tiefe in Abhängigkeit der Mächtigkeit des YAh-Horizontes dargestellt. Die Daten wurden an einem Transekt (n=72) aufgenommen; die nFk aus der Bodenart, der Lagerungsdichte und dem Humusgehalt der Auflage berechnet. Bleibt der YAh-Horizont unter 30 cm Mächtigkeit, ist die nFk als gering einzustufen.

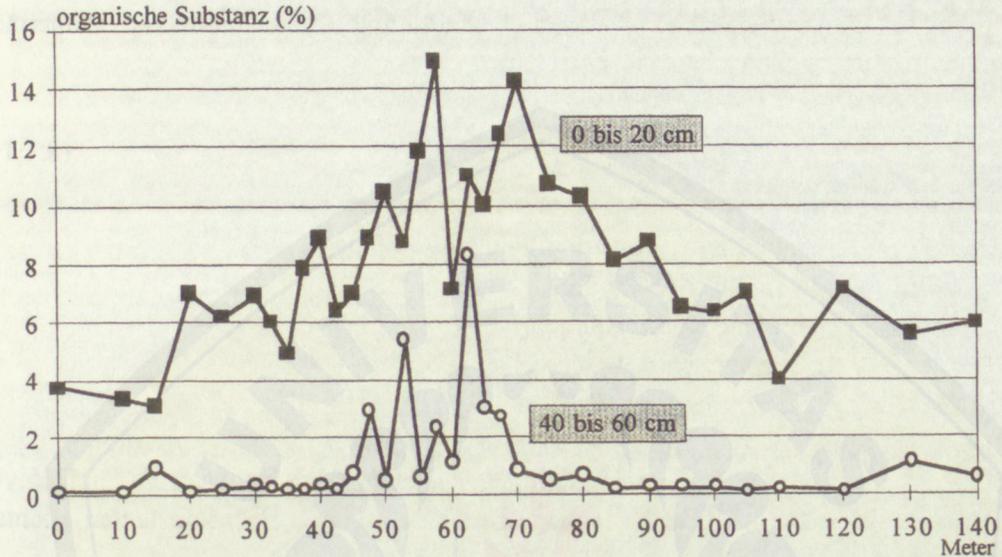


Abb. 7.5.6: Gehalte an organischer Substanz in zwei Tiefenstufen entlang eines Transektes (SCHLENTHER et al., 1996)

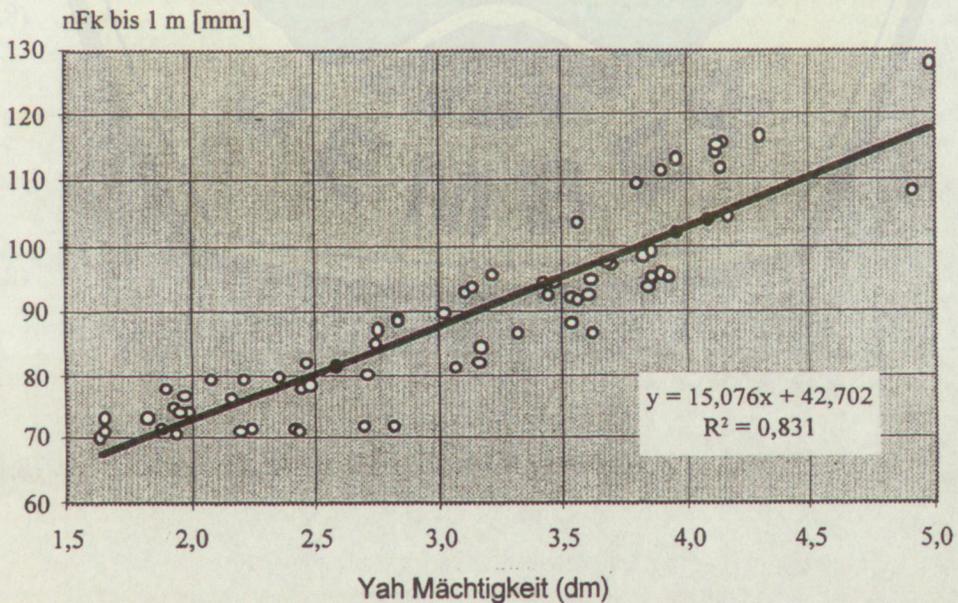


Abb. 7.5.7: Nutzbare Feldkapazität bis 1 Meter Tiefe in Abhängigkeit der Mächtigkeit des humosen Auftragsbodenhorizontes (YAh); n= 72 (SCHLENTHER et al., 1996)

## 8. SIMULATION DES WASSERHAUSHALTS

### 8.1 Mathematische Beschreibung der Wasserbewegung im ungesättigten Boden

Die partielle Differentialgleichung für die ungesättigte, nichtstationäre, isotherme Strömung in einem nichtquellenden Boden lautet:

$$\operatorname{div} (k \operatorname{grad} \psi) - \frac{\partial k}{\partial z} = \frac{\partial \Theta}{\partial t} \quad (8.1.1)$$

mit  $k$  = ungesättigte Wasserleitfähigkeit ( $\text{cm/Tag}$ )  
 $\operatorname{grad} \psi$  = hydraulischer Gradient  
 $z$  = vertikale Koordinate ( $\text{cm}$ )  
 $\Theta$  = volumetrischer Wassergehalt ( $\text{Vol. \%}$ )  
 $t$  = Zeitschrittgröße ( $\text{Tag}$ )

Gleichung (8.1.1) ergibt sich aus der Kontinuitätsgleichung durch Einsetzen der Darcy-Gleichung für ungesättigte Wasserbewegung unter der Annahme einer konstanten Dichte des Wassers.

Bei ebener Bodenoberfläche braucht man nur vertikale Wasserbewegungen zu betrachten (keine Gradienten  $\psi$  in horizontaler Richtung vorhanden). Diese wird beschrieben durch die Kontinuitätsgleichung:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (8.1.2)$$

mit  $q$  = vertikaler Wasserfluß im Boden ( $\text{cm}^3/\text{cm}^2 \cdot \text{Tag}$ )

und das Darcy-Gesetz:

$$q = -k(\Theta) \left[ k(\Theta) \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (8.1.3)$$

(8.1.2) und (8.1.3) ergeben zusammen:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ k(\Theta) \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (8.1.4a)$$

oder:

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ k(\Theta) \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (8.1.4b)$$

$C(\Psi)$  = differentielle Feuchte-Kapazität (1/cm)

mit

$$C(\psi) = \frac{d\Theta}{d\psi} \quad (8.1.5)$$

Gl. (8.1.4) beschreibt die vertikale ungesättigte Wasserbewegung unter der Annahme, dass  $k(\Theta)$  und  $\psi(\Theta)$  eindeutige Funktionen des Wassergehaltes  $\Theta$  sind (keine Hysterese). Eine gute Beschreibung der Theorie der ungesättigten Wasserbewegung ist in KIRKHAM und POWERS (1971) sowie HILLEL (1980) enthalten.

In Perioden mit aktiver Vegetation muß neben der Wasserbewegung (Gl. 8.1.4a) im ungesättigten Boden auch die Wasseraufnahme durch Wurzeln berücksichtigt werden. Dazu wird in Gl. (8.1.4) ein volumetrischer Senkterm eingefügt, um diese Wasseraufnahme beschreiben zu können:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ k(\Theta) \left( \frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right] - S(z,t) \quad (8.1.6)$$

Gl. (8.1.4) und (8.1.6) sind parabolische Differentialgleichungen zweiter Ordnung, die aufgrund der Abhängigkeit von  $k$  und  $\psi$  von  $\Theta$  nicht linear sind

Infolge der Nichtlinearität existieren keine allgemeinen analytischen Lösungen. Für bestimmte Anfangs- und Randbedingungen ist es möglich, quasi-analytische Lösungen zu verwenden (Absorption und Infiltration: PHILIP (1969) und PARLANGE (1971a, 1971b), Wasserbewegung und Wasseraufnahme: RAATS (1976) und LOMEN und WARRICK (1978)). Anfangs- und Randbedingungen von solchen Lösungen sind aber derart inflexibel, dass eine Anwendung auf praktische Feldbedingungen mit ständig wechselnden meteorologischen Verhältnissen nicht möglich ist.

Deshalb ist man dazu übergegangen, numerische Simulationsmodelle zu entwickeln, die viel allgemeiner anwendbar sind. Numerische Lösungen bieten die Möglichkeit, mehrere Prozesse zu beschreiben, die auch gleichzeitig ablaufen können, wie z.B. Infiltration, Evaporation, Wasseraufnahme durch Wurzeln, Redistribution, kapillarer Aufstieg und Versickerung. Sehr unterschiedliche Anfangs- und zeitvariable Randbedingungen lassen sich gut verarbeiten und es ist möglich, Hysterese, unterschiedliche bodenhydrologische Grundbeziehungen (= Beziehungen zwischen  $k$  und  $\Theta$  sowie zwischen  $\psi$  und  $\Theta$  für verschiedene Bodenhorizonte, Grundwasserschwankungen usw.) zu berücksichtigen.

8.2 Beschreibung des Modells

Für die Simulation von Wasserbewegung im Boden und Wasseraufnahme durch Pflanzenwurzeln wird ein Modell verwendet, das auf einem expliziten „Finite Differenzen“-Verfahren basiert, wobei das Bodenprofil in Kompartimente eingeteilt wird (Abb. 8.2.1). Das Modell ist von DUYNISVELD (1984) entwickelt worden (zu expliziten und impliziten Verfahren siehe SMITH (1969), RICHTMEYER und MORTON (1967) und REMSON et al., (1971)). Vorteile der expliziten Methode bestehen darin, dass sie relativ einfach zu programmieren sind, die Randbedingungen einfacher zu formulieren sind und eine bessere Massenbilanz vorgenommen werden kann.

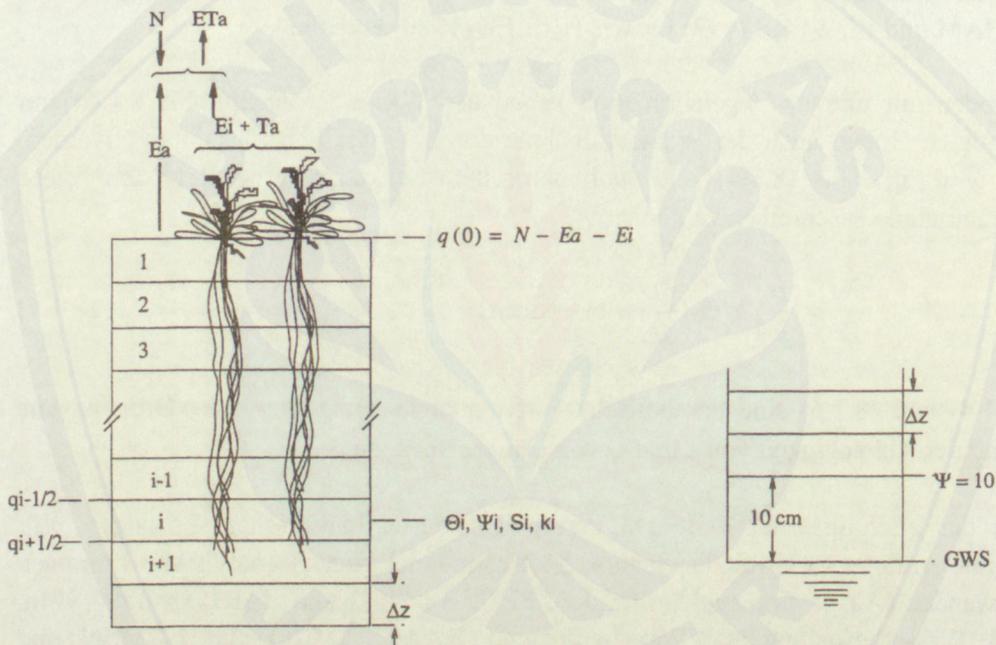


Abb. 8.2.1: Aufteilung des Bodenprofils in einzelne Kompartimente mit Randbedingungen für den Wassertransport

Die Differenzgleichung lautet:

$$\frac{\Theta_i^{j+1} - \Theta_i^j}{\Delta t} = - \frac{(q_{i+1/2}^j - q_{i-1/2}^j)}{\Delta z} - S_i^j \tag{8.2.1}$$

$q_{i-1/2}$  ist der Fluß zwischen den Kompartimenten  $i-1$  und  $i$ . ( $z = 0$  an der Geländeoberfläche und mit positivem Vorzeichen nach unten.  $q$  negativ: Strömung nach oben,  $q$  positiv: Strömung nach unten).  $S$  ist die Wasseraufnahme durch Wurzeln ( $cm^3/cm^3.Tag$ ).

mit

$$q_{i-1/2}^j = +k_{i-1/2}^j \left( \frac{\psi_i^j - \psi_{i-1}^j + \Delta z}{\Delta z} \right) \quad (8.2.2)$$

$$k_{i-1/2}^j = [(\Theta_{i-1}^j) + k(\Theta_i^j)]/2 \quad (8.2.3a)$$

oder:

$$k_{i-1/2}^j = \sqrt{k(\Theta_{i-1}^j) \cdot k(\Theta_i^j)} \quad (8.2.3b)$$

Für jedes Kompartiment, das oben und unten durch andere Kompartimente begrenzt wird, läßt sich mit (8.2.1), (8.2.2) und (8.2.3) die Änderung des Wassergehaltes in der Zeit berechnen.

Wenn also  $S$ ,  $\psi$ ,  $\Theta$  und  $k$  von jedem Kompartiment für den Zeitpunkt  $t = t^j$  bekannt sind, dann können die neuen Werte für  $t = t^{j+1}$  berechnet werden. Lediglich das untere und das obere Kompartiment erfordern eine besondere Behandlung. Hierauf wird bei der Betrachtung der Anfangs- und Randbedingungen weiter eingegangen. Der geschichtete Aufbau eines Profils wird durch unterschiedliche  $k$ - $\Theta$ - und  $\Psi$ - $\Theta$ -Beziehungen der einzelnen Bodenlagen berücksichtigt, Hysterese dagegen nicht.

### 8.3 Anfangs- und Randbedingungen; Konvergenz und Stabilität der numerischen Lösung

Als Anfangsbedingungen für das Modell braucht man gemessene oder vorgegebene Wasserspannungen im Profil am Anfang der Simulationsperiode. Aus den Wasserspannungswerten im Profil wird durch lineare Interpolation für jedes Kompartiment eine mittlere Wasserspannung berechnet. Anfangswerte für Wassergehalt und Wasserleitfähigkeit der Kompartimente werden durch Interpolation mit Hilfe der verschiedenen  $\Psi$ - $\Theta$ - und  $k$ - $\Theta$ -Beziehungen für die einzelnen Bodenlagen ermittelt.

Betrachten wir ein Bodenprofil, dann wird die Randbedingung an der Bodenoberfläche durch Niederschlag minus reale Evaporation minus Interzeptionsverdunstung bestimmt. Diese Randbedingung wird formuliert als Fluß, welcher in das erste Kompartiment hineinkommt (Niederschlagsüberschuß) oder dieses nach oben verläßt (s. Abb. 8.2.1).

Der Niederschlag ist relativ leicht mit einem Regenschirm zu messen. Die Interzeptionsverdunstung wird aus einer Beziehung zwischen Niederschlag und Bodenbedeckungsgrad berechnet (s. Abschnitt 8.4). Die reale Evaporation kann man aus einer Beziehung zwischen dem Verhältnis  $E_a/E_p$  (reale Evapotranspiration/potentielle Evapotranspiration) und der Wasserspannung in Nähe der Bodenoberfläche berechnen. Das Verhältnis  $E_a/E_p$  ist abhängig von der Saugspannung des Bodens (s. Abb. 8.3.1).

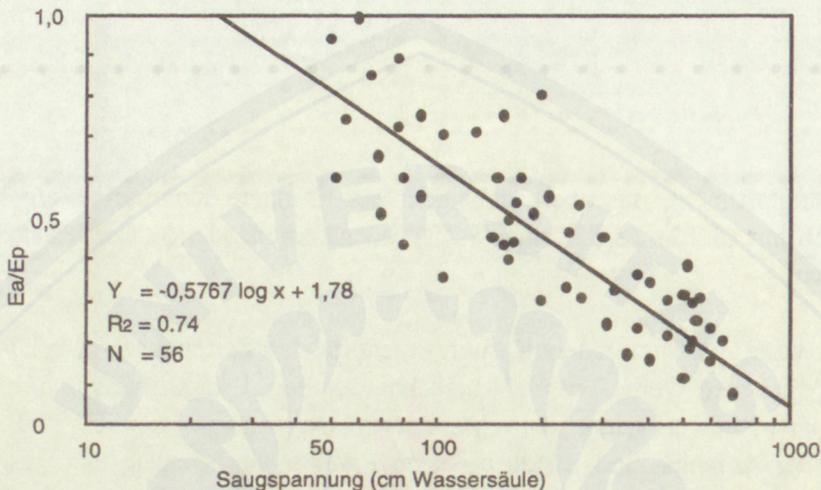


Abb.8.3.1: Beziehung zwischen dem Quotienten  $E_a/E_p$  und der Wasserspannung in 5 cm Bodentiefe bei einem Lößboden (BEESE et al., 1977)

Die Geschwindigkeit, mit der der Boden Wasser zur Befriedigung des Evapotranspirationsanspruchs nachliefern kann, wird bestimmt durch Wassergehalte und Wasserleitfähigkeit des Bodens. Bei hohen Wassergehalten in der obersten Bodenlage entspricht die reale Evapotranspiration der potentiellen Evapotranspiration ( $E_a/E_p = 1$ ). Wenn aber mehr Wasser verdunstet als durch den Boden nachgeliefert werden kann, dann trocknet die oberste Bodenlage aus und  $E_a/E_p$  wird kleiner als 1.

Der Wassertransport vom Boden in die Atmosphäre findet in der flüssigen und in der Dampfphase statt (non-isothermal evaporation). Der Prozeß ist dadurch schwer zu simulieren und würde eine hohe zeitliche und räumliche Diskretisierung voraussetzen, die wiederum einen hohen Rechenaufwand erfordert (HILLEL, 1977). Um diese Schwierigkeiten zu umgehen, wird für die Bestimmung der realen Evapotranspiration eine empirische Beziehung zwischen  $E_a/E_p$  und der Wasserspannung in 5 cm Tiefe im Profil benutzt, die seit 1968 durch BEESE et al. (1977) für einen Lößboden gefunden worden ist (Abb. 8.3.1).

Das ungesättigte Bodenprofil wird an der Unterseite begrenzt durch den Grundwasserspiegel. Die gemessene oder vorgegebene Grundwasserspiegelhöhe ergibt

die notwendige untere Randbedingung. Wenn sich der Grundwasserspiegel in einer Tiefe  $z$  im Profil befindet, dann ist  $\Psi(z) = 0$ . In dem Modell wird die Randbedingung für 10 cm oberhalb des Grundwasserspiegels vorgegeben als  $\Psi = 10 \text{ cm}$  (Abb. 8.2.1).

Diese Annahme ist gemacht worden, weil das Berechnen der Wasserbewegung in dem fast gesättigten Bereich unmittelbar über dem Grundwasserspiegel wegen der Stabilität der numerischen Lösung sehr kleine Zeitschritte erfordern würde. Ein solches Vorgehen ist berechtigt, wenn die Wasserleitfähigkeit bei  $\Psi = 10 \text{ cm}$  noch so groß ist, dass bei den im Profil auftretenden Flüssen nur sehr kleine Abweichungen von  $\Psi = 10 \text{ cm}$  zu erwarten ist.

In dem hier benutzen Modell ist das folgende Kriterium angewendet worden: Angenommen wird, dass die Wassergehaltsänderung  $\Delta\Theta$  eines Kompartiments, verursacht durch Wasserflüsse und Wasseraufnahme, während eines Zeitschritts  $\Delta t$  nicht größer sein darf als  $0,001 \text{ (cm}^3/\text{cm}^3)$ . Dadurch sind  $\Delta z$  und  $\Delta t$  wie folgt miteinander verbunden:

$$\Delta\Theta \cdot \Delta z = |q_i^n| \Delta t + S_i \cdot \Delta z \cdot \Delta t \quad (8.3.1)$$

mit  $q_i^n$  = Nettofluß pro Zeiteinheit für Kompartiment  $i$  ( $q_i^n = q_{i-1/2} - q_{i+1/2}$ ) und  $S_i$  = Wasseraufnahme pro Zeiteinheit aus Kompartiment  $i$  ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ). Mit Gleichung (8.3.1) wird ein maximal zugelassener Zeitschritt  $\Delta t$  berechnet, welcher variabel ist und von den jeweiligen Bedingungen im Profil abhängt. Als Obergrenze für  $\Delta t$  ist 0,10 • Tag angenommen worden.

Aus Berechnungen mit dem Modell ging hervor, dass mit  $\Delta z = 10 \text{ cm}$  und  $\Delta t$ , berechnet mit Gl. (8.3.1), ein vernünftiger Kompromiß zwischen benötigter Rechenzeit und Genauigkeit und Stabilität der Lösung gefunden worden ist. Die Anzahl der Zeitschritte pro Tag liegt je nach Strömungsverhältnissen im Profil und Profilaufbau im allgemeinen zwischen 10 und 200.

Zur Berechnung von  $k_{i-1/2}$  gibt es mehrere Möglichkeiten. VAN KEULEN und VAN BREEK (1971) benutzten den arithmetischen Mittelwert (Gl. 8.3.2a) und erreichten befriedigende Ergebnisse.

Im Simulationsmodell wird die geometrische Mittelwertberechnung (Gl. 8.3.2b) benutzt, obwohl eine arithmetische Mittelung bei Berechnung von Tageswerten durchaus vertretbar erscheint.



MILIK PERPUSTAKAAN  
UNIVERSITAS JEMBER

### 8.4 Evapotranspiration und Wasseraufnahme durch Pflanzenwurzeln

Für die Berechnung der maximal möglichen Evapotranspiration wird die folgende Gleichung benutzt (RIJTEMA, 1965, FEDDES, 1971):

$$ET_p = \frac{\Delta R_n / L + \gamma f(h) \cdot u^{0,75} (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma} \quad (8.4.1)$$

- mit  $ET_p$  = potentielle Evapotranspiration (*mm/Tag*)  
 $\Delta$  = Gradient der gesättigten Wasserdampfspannungskurve (*mbar/°C*)  
 $R_n$  = Netto-Strahlung (*J/m<sup>2</sup>.Tag*)  
 $L$  = latente Verdunstungswärme von Wasser (*J/kg*)  
 $\gamma$  = Psychrometerkonstante (0,67) (*mbar/°C*)  
 $f(h) \cdot u^{0,75}$  = Windfunktion in Abhängigkeit der Pflanzenhöhe  $h$  und Windgeschwindigkeit  $u$  (*mm/Tag.mbar*)  
 $e_a, e_s$  = aktuelle bzw. gesättigte Dampfspannung der Luft in 2 m Höhe (*mbar*)

Die potentielle Evapotranspiration ( $ET_p$ ) setzt sich aus Interzeptionsverdunstung ( $E_i$ ), Evaporation ( $E_p$ ) und Transpiration ( $T_p$ ) zusammen:

$$ET_p = E_i + E_p + T_p \quad (8.4.2)$$

Zur Berechnung der Interzeptionsverdunstung als Funktion von Niederschlagsmenge ( $N$ ) und Bodenbedeckungsgrad ( $B$ ) wird folgende Beziehung benutzt (RIJTEMA, 1965, FEDDES et al., 1978):

$$\begin{aligned} N \leq 17 \text{ mm: } E_i &= 0,55 \cdot B \cdot N^{(0,53-0,0085(N-5))} \\ N > 17 \text{ mm: } E_i &= 1,85 \cdot B \end{aligned} \quad (8.4.3)$$

Zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration von einem Boden unter Vegetation wird die Beziehung von RITCHIE (1972) herangezogen:

$$E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n}{L} e^{(-0,389 \cdot I)} \quad (8.4.4)$$

mit  $I$  = Blattflächenindex

Zur Glättung des Übergangs von Evaporation zu Transpiration in Perioden mit angehender Vegetation wurde Gl. (8.4.4) geändert:

$$E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n}{L} e^{(-0,389 \cdot I)} + (1 - I) \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(h) \cdot u^{0,75} (e_s - e_a) \quad (8.4.5)$$

für  $I < 1$

Ist jedoch  $I > 1$ , dann gilt Gl. (8.4.4). Vor allem für Pflanzenbestände, die über eine relativ lange Periode am Anfang der Vegetationszeit eine geringe Bodenbedeckung haben (z.B. Zuckerrüben), bedeutet die Berechnung der Evaporation mit Gl. (8.4.5) eine erhebliche Verbesserung.

Die maximale Transpiration wird berechnet aus:

$$T_p = ET_p - E_p - E_i \quad (8.4.6)$$

RIJTEMA (1965) stellte fest, dass die Evapotranspiration bei optimaler Wasserversorgung durch die mittlere Lichtintensität beeinflusst wird. Mit abnehmender Lichtintensität nimmt der Diffusionswiderstand ( $r_l$ ) der Blätter zu und damit muß die Transpiration korrigiert werden:

$$T_{pl} = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma(1 + r_l \cdot f(h) \cdot u^{0.75})} (ET_p - E_p - E_i) \quad (8.4.7)$$

Zu der Beziehung zwischen Lichtintensität und Widerstand  $r_l$  siehe RIJTEMA (1965). Im Sommer ist die Lichtintensität im allgemeinen so hoch, dass  $r_l$  selten größer 0 ist.

Beim Vergleich von gemessenen und berechneten Werten stellte sich heraus, dass im Sommer systematisch eine zu hohe Transpiration berechnet wird. Dies ist auf die Nichtberücksichtigung eines weiteren Widerstandes bei der Transpirationsberechnung, nämlich des Basispflanzenwiderstandes zurückzuführen (DUYNISVELD, 1984). Deshalb wurde anstelle des an die Lichtintensität gekoppelten Widerstandes  $r_l$  ein Pflanzenwiderstand  $r_c$  eingesetzt, um dies zu korrigieren:

$$T_{pl} = \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma(1 + r_c \cdot f(h) \cdot u^{0.75})} (ET_p - E_p - E_i) \quad (8.4.8)$$

$R_c$  wird anhand von Geländemessungen geeicht.

Die Wasseraufnahme durch Pflanzenwurzeln aus dem ungesättigten Boden als Funktion der Tiefe und der Zeit ( $S(z,t)$  in Gl. (8.1.6)) ist sehr komplex und von vielen Faktoren abhängig: Potentielle Transpiration, Pflanzenfaktoren (Durchwurzelungstiefe, -intensität und Wurzelalter, Entwicklungsstadium der Pflanzen) und Bodenfaktoren (Wassergehalt, Wasserleitfähigkeit, Bodentemperatur, Bodenluftgehalt) spielen eine Rolle.

In der Literatur findet man mehrere modellmäßige Ansätze zur Beschreibung der Wasseraufnahme durch Pflanzen: z.B. NIMAH und HANKS (1973), FEDDES et al. (1978), DE JONG and CAMERON (1979), FEDERER (1979), BELMANS et al. (1979) und GUPTA et al. (1978). Je nach Zielsetzung der Untersuchung und/oder Anwendungsbereich unterscheiden sich die verschiedenen Ansätze durch ihre mehr oder weniger komplexe Beschreibung der Wasseraufnahme.

MOLZ (1981) bespricht in einer Übersicht verschiedene modellmäßige Ansätze und stellt fest, dass die existierenden Wasseraufnahme-Modelle eine starke Vereinfachung der Realität sind. Trotzdem hat man mit mehreren dieser Modelle gute Ergebnisse bei der Simulation von Wasserbewegung und Wasseraufnahme erzielt.

In dieser Arbeit wird im wesentlichen der Ansatz nach FEDDES et al. (1978) verfolgt, wo die Wasseraufnahme durch Wurzeln in einer bestimmten Tiefe von der jeweiligen Wasserspannung abhängt. In Abweichung von FEDDES wird bei der Verteilung der potentiellen Wasseraufnahme  $S_{max}(z,t)$  als Funktion der Tiefe die relative Durchwurzelungsintensität als Funktion der Tiefe berücksichtigt. Bei optimaler Wasserversorgung gilt, dass das Integral der Wasseraufnahmefunktion  $S$  über die Durchwurzelungstiefe  $z_r$  gleich der potentiellen Transpiration:

$$T_{pl} = 10 \int_0^{z_r} S_{max} dz = 10 \sum_{i=1}^m S_{max,i} \cdot \Delta z_i \quad (8.4.9)$$

( $T_{pl}$  in mm/Tag;  $S_{max,i}$  in  $cm^3/cm^3 \cdot Tag$ ).

Aus Gl. (8.4.9) und der relativen Durchwurzelungsintensität folgt, dass für die maximale Wasseraufnahme in einer bestimmten Tiefe  $i$  gilt:

$$S_{max,i} = \frac{n_i}{\sum_{j=1}^m n_j \cdot \Delta z_j} \cdot 0,1 T_{pl} \quad (8.4.10)$$

mit  $n_i$  = Wurzellänge in Tiefe  $i$  in  $cm/cm^3$ ,  
 $m$  = Anzahl der Tiefenabschnitte, in die die Durchwurzelungstiefe  $Z_r$  aufgeteilt ist.

Die aktuelle Wasseraufnahme wird durch die Wasserspannung  $\psi_i$  in dieser Tiefe bestimmt:

$$S_{act,i} = \alpha(\Psi_i) \cdot S_{max,i} \quad (8.4.11)$$

wobei  $S_{act,i}$  dem  $S(z,t)$ -Term in Gl. (8.1.6) entspricht. Die dimensionlose Variable  $\alpha$  als Funktion der Wasserspannung  $\Psi$  ist in Abb. 8.4.1 dargestellt.

Bei  $\Psi$  zwischen 0 und  $\Psi_1$  wird die Wasseraufnahme durch mangelhafte Bodendurchlüftung behindert. Zwischen  $\Psi_1$  und  $\Psi_2$  wird eine maximale Wasseraufnahme der Wurzeln unterstellt. Bei  $\Psi > \Psi_2$  wird die Wasseraufnahme wegen höherer Wasserspannungen beeinträchtigt, die Wasseraufnahme nimmt mit steigendem  $\Psi$  linear bis 0 bei  $\Psi_3$  (Welkepunkt) ab. Im Modell wird vorerst mit einem konstanten  $\Psi_2$ -Wert gerechnet.

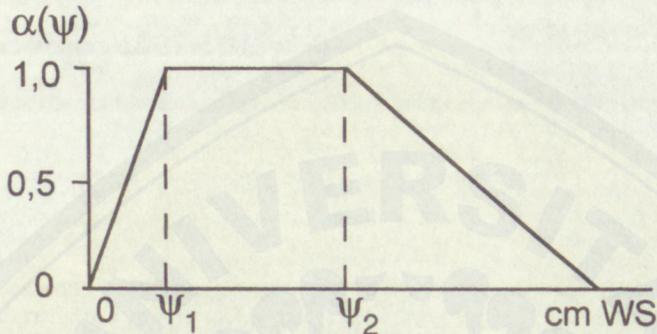


Abb. 8.4.1: Wasseraufnahmefunktion  $\alpha$  in Abhängigkeit von der Wasserspannung  $\Psi$

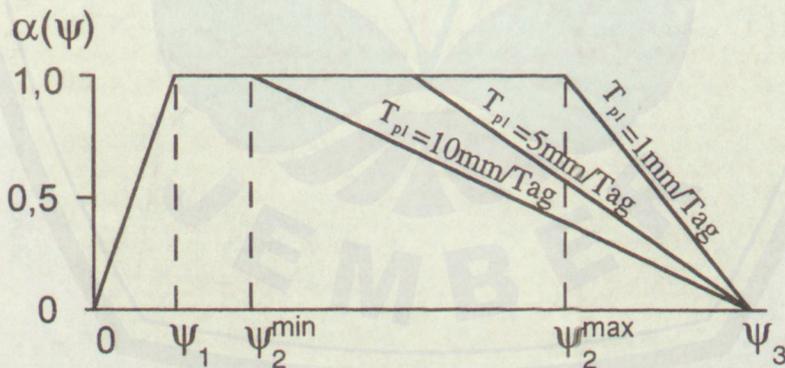


Abb. 8.4.2: Wasseraufnahmefunktion  $\alpha$  in Abhängigkeit von der Wasserspannung  $\Psi$  und der potentiellen Transpiration  $T_{pt}$

## 8.5 Eingabedaten des Modells

Für den Einsatz des Modells werden folgende Eingabedaten benötigt:

### ● Meteorologische Daten

Niederschlag ( $mm/Tag$ )

Tagesmittel Lufttemperatur ( $^{\circ}C$ )

Tagesmittel Luftfeuchtigkeit (%)

Tagesmittel Windgeschwindigkeit ( $m/s$ )

Sonnenscheindauer ( $h$ )

} in 2 m Höhe gemessen

### ● Pflanzendaten

Pflanzenhöhe ( $h$ ) und Bedeckungsgrad ( $B$ ) wurden regelmäßig gemessen. Für den Blattflächenindex  $I$  als Funktion der Zeit wurden unveröffentlichte Ergebnisse von WESSOLEK (1997) benutzt und in Übereinstimmung mit der aktuellen Vegetationsentwicklung gebracht. In Abb. 8.5.1 ist als Beispiel die Entwicklung von Pflanzenhöhe und Bodenbedeckung für Grass im Jahr 1994 dargestellt.

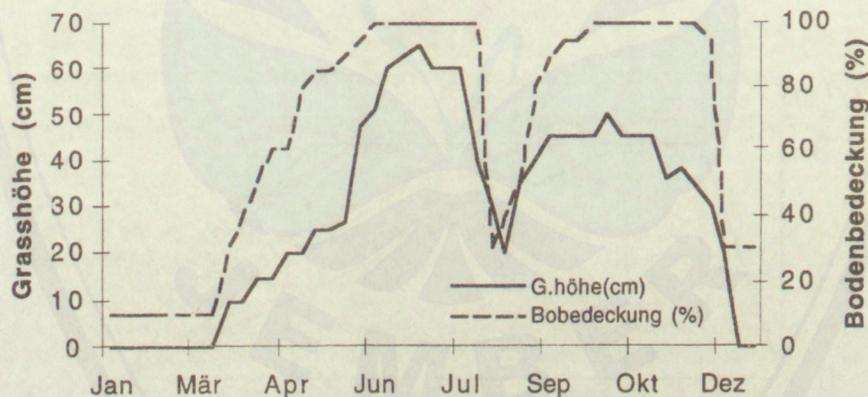


Abb. 8.5.1: Zeitliche Entwicklung von Pflanzenhöhe ( $h$ ) und Bodenbedeckungsgrad ( $B$ ) für Grassvegetation während der Vegetationsperiode 1994

Außerdem wurden die Wurzellängen und -verteilung im Profil benutzt, die in Abb. 7.31 abgebildet sind. Der Blattflächenindex ist in Tab. 8.5.1 zusammengestellt. Er beträgt maximal 4,5.

Tabelle 8.5.1: Blattflächenindex von Grassvegetation während der Vegetationsperiode 1994

Tageszählung	0	117	159	167	187	201	215	222	257	273	284	365
Blattflächenindex	-	1,6	3,2	4,3	4,5	4,2	4,0	3,8	-	-	-	-

### ● Bodendaten

Für das Simulationsmodell benötigt man die Einteilung des Profils in Bodenhorizonte und in die jeweils dazu gehörigen bodenhydrologischen Beziehungen zwischen Wasserspannung ( $\Psi$ ) und Wassergehalt ( $\Theta$ ) sowie zwischen ungesättigter Wasserleitfähigkeit  $k(\Theta)$  und Wassergehalt ( $\Theta$ ). Die bodenhydrologischen Beziehungen wurden an Labor- und Geländemeßdaten bestimmt. Für das Modell wurde das Bodenprofil in 7 Horizonte eingeteilt (Abb. 4.3.1). In Kap. 6 werden die hydrologischen Eigenschaften des Bodens beschrieben.

## 8.6 Wasserbilanzen und Modellergebnisse

Zur Kalibrierung und Validierung des Wasserhaushaltsmodells wurden die aus Tensiometer- und TDR-Messungen gewonnenen Daten zur realen Evapotranspiration während der Vegetationszeit verwendet. Die Eichung des Modells erfolgte zunächst anhand der gemessenen Ergebnisse des Jahres 1993; die Ergebnisse der Jahre 1994 und 1995 wurden im Anschluß benutzt, um das Modell zu validieren, d.h. die Güte der berechneten Ergebnisse anhand der gemessenen zu kontrollieren ohne nochmals Modelländerungen vorzunehmen. Bei der Modellanpassung zeigte sich, dass die Benutzung der Wurzellängendichten bzw. relativen Wurzeltiefenverteilungen, entsprechend den Angaben der Abb. 7.3.1, zu einer Überschätzung der berechneten Verdunstung um ca. 40 mm führt.

Wird der effektiv wirksame Wurzelraum auf eine Tiefe bis 40 cm reduziert, kann eine hohe Übereinstimmung zwischen simulierten und gemessenen Ergebnissen erzielt werden (s. Abb. 8.6.1, oberer Teil). Das betrifft nicht nur die kumulative Höhe von ETI (Abweichung: 5.2 mm), sondern auch den zeitlich synchronen Verlauf. Anscheinend wurden bei der Auszählung der Wurzeln auch alte, wahrscheinlich abgestorbene oder physiologisch inaktive Wurzeln mitgezählt, was bei der Verwendung im Modell zu einer Überschätzung der Wurzelwasseraufnahme führen kann. Im Vergleich zu anderen, nichtbelasteten Grasstandorten auf Sand (WESSOLEK, 1989) muß davon ausgegangen werden, dass möglicherweise die Abwasserberieselung und die damit verbundene Schadstoffanreicherung zu einer Verminderung der Wurzelräume um 10 - 15 cm geführt hat. Auch führte eine drastische Erhöhung des  $r_c$ -Wurzelwiderstandes (s. Gleichung 8.4.8) nicht zu einer wesentlichen Verminderung der berechneten Wurzelwasseraufnahme.

Benutzt man die reduzierte Wurzeltiefe im Modell und kontrolliert die ETI-Berechnungsergebnisse anhand der Jahre 1994 und 1995, zeigt sich auch für diese Jahre eine befriedigende bis gute Übereinstimmung (s. Abb. 8.6.1). Die absolute Abweichung der berechneten ETI beträgt 1994 +28.3 mm und 1995 +9 mm (s.Tab. 8.6.1).

Für den gesamten Zeitraum fällt die berechnete Verdunstung um ca. 5 % höher aus als die gemessene. Die Abweichung kann im Vergleich zu den Ergebnissen anderer Arbeiten als gering betrachtet werden. In der Arbeit von GROSS (1997) wird gezeigt, dass allein

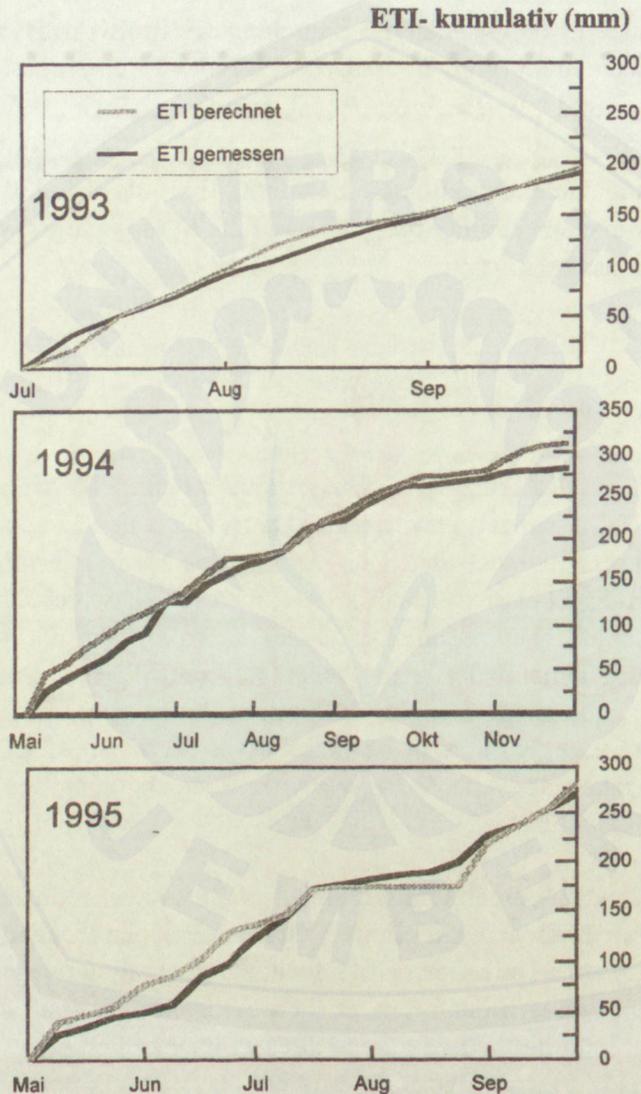


Abb. 8.6.1: Berechnete (Modell) und im Gelände gemessene reale Evapotranspiration (kumulativ)

durch die kleinräumige Variabilität von Bodeneigenschaften eine Streuung der Verdunstung auf einem Standort bzw. Schlag von ca.  $\pm 30 \text{ mm/a}$  zu rechnen ist. Auch erzielten DUYNISVELD (1984), MEUSER (1989) und WESSOLEK (1989) keine besseren Modellanpassungen.

Für den gesamten Untersuchungszeitraum konnten nachfolgende Wasserhaushaltsbilanzen berechnet werden, die jeweils für den Zeitraum April bis März des Folgejahres in der Tabelle 8.6.1 auf monatlicher Basis zusammengestellt sind. Sowohl das Jahr 1993/94 mit 778 mm als auch 1994/95 mit 686 mm sind als außergewöhnlich niederschlagsreich zu bezeichnen. Im Mittel betragen die Niederschläge nur ca. 580 mm/a.

Tabelle 8.6.1: Wasserhaushaltskomponenten 1993-1995

JAHR	1993										1994		
MONAT	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	März	1993/94
Niederschläge	19,3	62,3	168,1	94,5	44,5	63,9	13,0	27,4	94,1	102,9	8,4	79,5	777,9
ETI-berechnet	50,2	50,0	92,5	73,7	70,0	51,4	17,9	8,7	13,9	8,8	10,1	32,5	479,7
ETI-gemessen	-	-	-	69,8	68,3	51,8	-	-	-	-	-	-	-
ETP-Haude	83,5	108,2	85,5	81,5	85,9	40,8	25,9	5,9	9,9	13,1	16,2	27,4	583,8
Versickerung-gerechnet	-	-	56,5	20,8	-	-	-	1,3	80,2	94,1	-	45,3	298,2
KWB	-64,2	-45,9	82,6	13,0	-41,4	23,1	-12,9	21,5	82,5	89,8	-7,8	52,1	
Bodenfeuchte-änderung ( $\Delta R$ )	-30,9	12,3	19,1	0	-25,5	12,5	-4,9	17,4	0	0	-1,7	1,7	

JAHR	1994										1995		
MONAT	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	März	1994/95
Niederschläge	51,2	76,9	43,8	43,4	83,8	59,5	24,8	57,2	57,5	65,8	75,0	47,3	686,0
ETI-berechnet	63,5	73,4	55,9	47,2	41,4	46,7	15,1	29,4	9,6	8,0	21,2	61,7	473,1
ETI-gemessen	-	53,2	72,7	41,6	49,8	44,1	9,4	11,5	-	-	-	-	-
ETP-Haude	60,6	62,6	89,9	184,9	94,8	32,5	28,8	16,1	12,9	11,9	20,0	19,3	634,3
Versickerung-gerechnet	-	-	-	-	3,1	12,8	9,7	27,8	47,9	57,8	53,8	-	212,9
KWB	-9,4	14,3	-	-141,5	-11,0	27,0	-4,0	41,1	44,6	53,9	55,0	28	
Bodenfeuchte-änderung ( $\Delta R$ )	-12,3	3,5	-12,1	-3,8	39,3	0	0	0	0	0	0	-14,4	

JAHR	1995						
MONAT	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	
Niederschläge	41,1	34,7	69,1	44,5	43,8	93,7	
ETI-berechnet	26,4	54,1	72,9	46,0	23,7	94,8	
ETI-gemessen	-	43,2	56,0	75,6	22,7	72,7	
ETP-Haude	57,5	76,5	76,6	157,8	163,8	55,9	
Versickerung-gerechnet	-	-	-	-	-	-	
KWB	-16,4	14,3	-7,5	-113,3	-120	37,8	
Bodenfeuchte-änderung ( $\Delta R$ )	14,7	-19,4	-3,8	-1,5	20,1	-1,1	

Entsprechend hoch fällt die Versickerung in beiden Jahren mit knapp 300 bzw. 213 mm aus. Gleiches gilt für die reale Evapotranspiration mit 500 mm/a bzw. 473 mm/a. Im langjährigen Mittel beträgt die Grundwasserneubildung unter Grasvegetation ohne Grundwassereinfluß ca. 150 mm/a. Für die Beurteilung von Stoffbilanzen bzw. Verlagerung von Schadstoffen ist dies zu berücksichtigen, damit es nicht zu einer Überschätzung der berechneten Verlagerung von Schadstoffen kommt.

## 9. DISKUSSION UND AUSBLICK

Ausgangspunkt dieser Arbeit war die Erfassung der bodenphysikalischen Standorteigenschaften und Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten für einen Rieselfeldstandort im Norden Berlins. Auf derartigen Flächen liegen bereits umfangreiche Messungen zur Belastung im Boden, in der Pflanze und im Grundwasser vor (s. Tagungsband „Rieselfelder in Berlin und Brandenburg“, 1996). Spezielle Messungen in der ungesättigten Bodenzone zum Wasserhaushalt sind jedoch kaum verfügbar (SWARTJES et al., 1991). Da für langfristige Aussagen und Prognosen zum Schadstoff-austrag aus dem Oberboden in das Grundwasser die Versickerungsmengen bekannt sein müssen, stellte sich die Notwendigkeit, mit Hilfe neuer Meßtechniken, hochauflösende Felduntersuchungen über einen zweieinhalbjährigen Zeitraum durchzuführen.

Da diese ehemaligen Rieselfeldstandorte nicht nur eine erhebliche Belastung an Schadstoffen aufweisen, sondern auch durch landschaftsbauliche Einebnungen, Planierarbeiten, sowie Anlegen von Versickerungsbecken einen sehr heterogenen, gestörten Bodenaufbau haben, wurde in dieser Arbeit auch der Aspekt der kleinräumlichen Variabilität von Bodeneigenschaften und Wassergehalten behandelt. Das konnte erreicht werden, indem TDR-Transektmessungen mit zwei unterschiedlichen äquidistanten Meßabständen (0,15 m und 1 m) durchgeführt wurden.

Im letzten Teil der Arbeit stand schließlich die Anwendung eines numerischen Simulationsmodells im Vordergrund, das für die Bedingungen in Berlin Buch kalibriert wurde und zur Berechnung des Wasserhaushaltes benutzt wurde. Dieser Schritt stellt die Basis für Stofftransport-Modellverbesserungen (SCHACHTZABEL, 1995) und anwendungsorientierte Arbeiten dar, aus denen schließlich eine sinnvolle Nutzungsplanung und langfristige Bewirtschaftungsstrategie abgeleitet werden kann. Um eine relative Einordnung der Wasserhaushaltsergebnisse für andere Nutzungen und Klimabedingungen zu ermöglichen, werden entsprechende Literaturvergleiche gezogen.

Im Nachfolgenden sollen wesentliche Schritte dieser Arbeit, wichtige Ergebnisse und offene Fragen kurz dargestellt und diskutiert werden.

- Das untersuchte Rieselfeld stellt einen Auftragsboden mit einem gestörtem Bodenaufbau dar, der kleinräumig unterschiedliche  $Y_{Ah}$ -Mächtigkeiten aufweist. Der sandige Oberboden ist locker gelagert und hat i.d.R. sehr hohe Humusgehalte mit einem engen C/N-Verhältnis. Der Boden ist sehr gut durchlüftet und verfügt durchweg über sehr hohe  $k_f$ -Werte. Die nutzbare Feldkapazität im effektiven Wurzelraum ist mit  $< 60 \text{ mm}$  als gering einzustufen.
- Zur Untersuchung der Bodenwassergehalte wurden TDR-Sonden eingesetzt. Nach dreijährigem, kontinuierlichem Feldbetrieb kann gefolgert werden, dass sie sich auch für diesen extremen Standort bewährt haben. Als besonders geeignet stellte sich der Einsatz dieses Verfahrens dar, um Aussagen über die kleinräumliche Variabilität von Wassergehaltsänderungen zu erhalten. Bei heterogenem

Bodenaufbau und wechselnden Standortbedingungen ist dieser Aspekt wichtig, um die Ergebnisse einer Dauermeßfläche in Beziehung zur Gesamtlage im Raum stellen zu können. Auch die neuen, spülbaren Tensiometer haben sich bewährt; mit ihnen ist es möglich, sogar Tagesgänge der Wasserpotentiale genau nachzuvollziehen, eine Anforderung, die für Prozessstudien besondere Bedeutung hat.

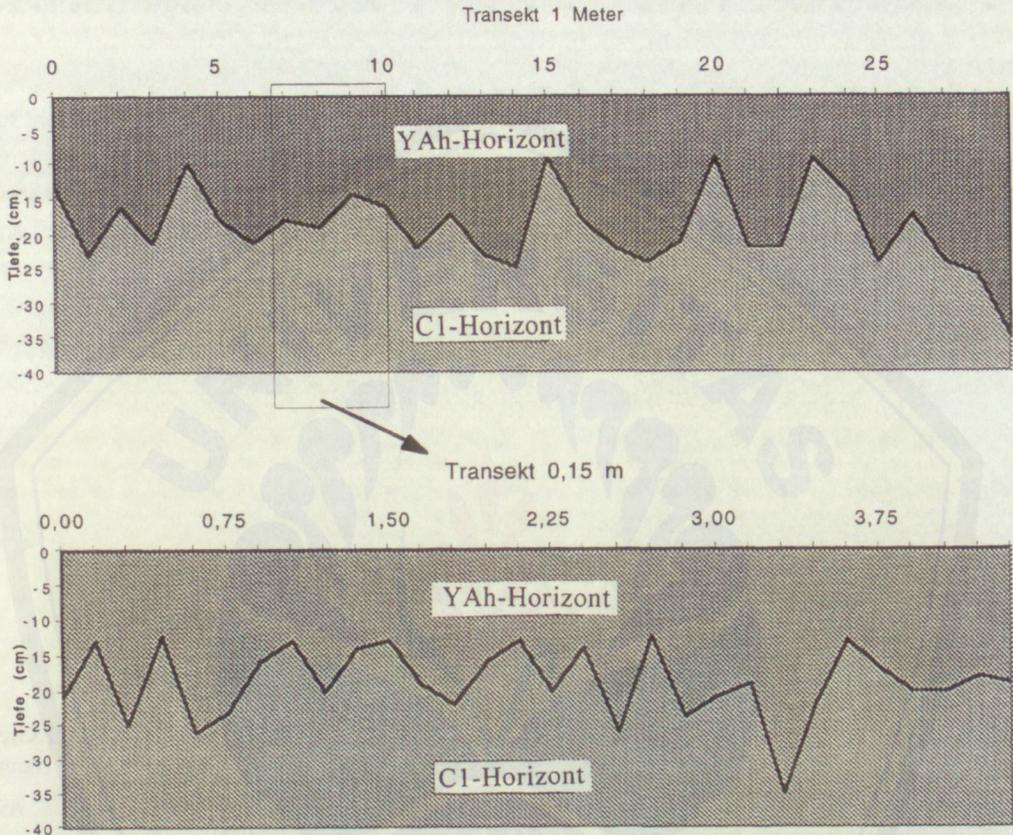


Abb. 9.1.1: Kleinräumliche Variabilität des Profilaufbaus in Berlin-Buch

- Durch einen hohen Labor- und Geländeaufwand war es möglich, die ungesättigte Wasserleitfähigkeit zu bestimmen; von zwei Horizonten konnte sogar eine Vergleich beider Verfahren (Labor- und Gelände) vorgenommen werden. Wie zu erwarten, streuen die Geländewerte stärker und die ungesättigte Wasserleitfähigkeit nimmt bei abnehmenden Wasserspannungen schneller ab als die Laborfunktion. Ähnliche Ergebnisse zeigte ein Vergleich von WESSOLEK et al. (1993) für einen Lößboden.
- Durch die Labor- und Felduntersuchungen konnten für den ehemaligen Rieselfeldstandort lange Zeiträume herausgearbeitet werden, für die eine Berechnung der realen Evapotranspiration möglich war. Dies stellt eine gute Basis dar, um numerische Simulationsmodelle zu kalibrieren und einzusetzen. Dazu war

es auch erforderlich, Wurzeluntersuchungen durchzuführen, um den Senkenthalern genau zu definieren. Es zeigte sich bei der Modellanwendung, dass bei Berücksichtigung aller Wurzeln über die gesamte Tiefe, es zu einer Überschätzung der realen Evapotranspiration kommt. Dies wird darauf zurückgeführt, dass möglicherweise bei der Wurzelbestimmung auch alte, nichtaktive Wurzeln miterfasst wurden, die zu einer Überschätzung des Wurzelraumes führen. Gleichzeitig zeigt aber die Modellanwendung auch, dass eine Berechnung des Wasserhaushaltes sehr gut möglich ist, wenn sorgfältige Gelände- und Labormessergebnisse vorliegen.

- Die Untersuchungen zum Wasserhaushalt fanden in zwei relativ feuchten Jahren statt. Im langjährigen Mittel wird geschätzt, dass die Versickerung ca. 150 mm beträgt. Ein Vergleich mit Berechnungen von WESSOLEK (1989) für Grasvegetation zeigt, dass das Rieselfeld sich sehr ähnlich verhält, mit der Tendenz eine etwas geringere Versickerung aufzuweisen.

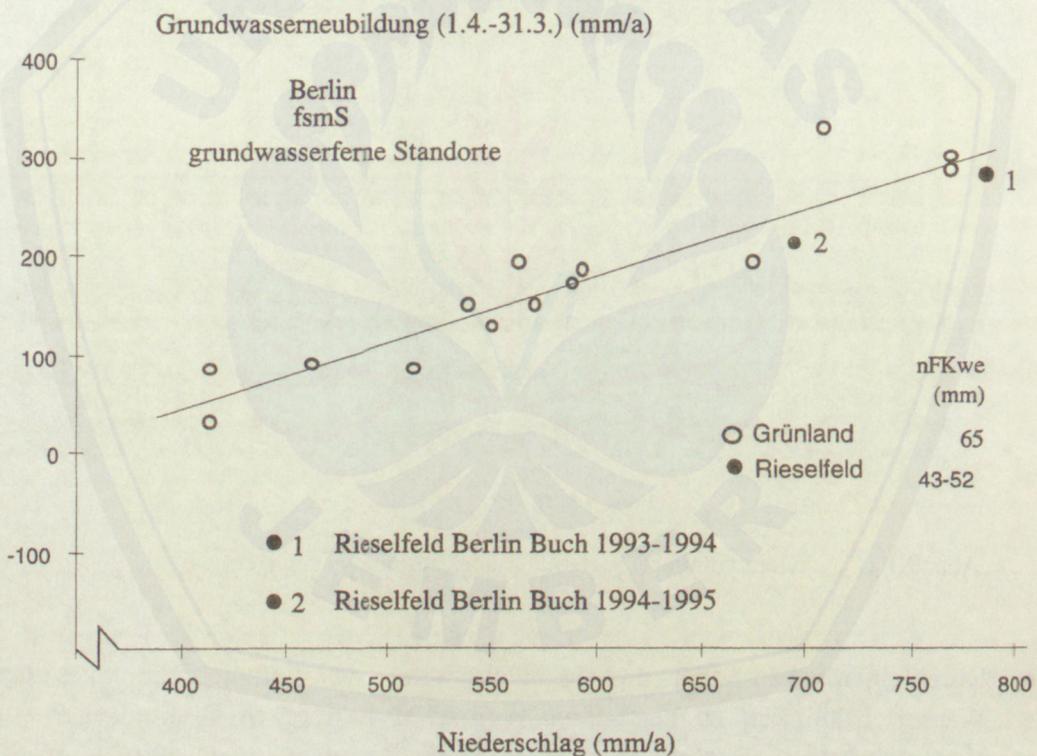


Abb. 9.1.2: Grundwasserneubildung unter Grünland als Funktion der Jahresniederschläge (nach WESSOLEK, 1989) im Vergleich zu den Rieselfeldergebnissen

In zukünftigen Arbeiten sollte noch stärker der Bezug zur kleinräumlichen Variabilität hergestellt werden, um die Versickerung und Verlagerung bezogen auf die Landschaft hervorzuheben. Im Kapitel 7.5 werden erste Ansätze dazu vorgestellt. Sie zeigen, dass Prozesse zwar deterministisch bestimmt sind, sich aber in einem großen Feld unterschiedlicher Realisierungen abspielen. So zeigt auch eine Feinkartierung der

Transekte im 0,15 *m* und 1 *m* Abstand (Abb. 9.1.1) wie stark die Mächtigkeit des YAh-Auflagehorizonts schwankt und es daher zu einer kleinräumlichen Variabilität der Wasserhaushaltskomponenten kommen muß. Es gilt, zukünftig diese Effekte ausreichend mit zu berücksichtigen. Auch wäre dann eine stärkere Entwicklung zu stochastischen Ansätzen bei der Modellierung erforderlich.

Abschließend soll ein Vergleich der Ergebnisse zu Wasserhaushaltsberechnungen für eine normale Grünlandnutzung gezogen werden. In Abb. 9.1.2 sind die Jahreswerte der Grundwasserneubildung für Grünland als Funktion der Jahresniederschläge aufgetragen und die beiden Meßjahre in Buch als Vergleich eingetragen. Es wird erstens deutlich, dass die Ergebnisse sehr gut in den Gesamtzusammenhang für den Raum Berlin passen und zweitens, dass im Meßzeitraum überdurchschnittlich hohe Niederschläge gefallen waren.

Diese Arbeit leistet vor allem einen Beitrag dazu, sorgfältig gemessene bodenphysikalische Eigenschaften darzulegen und über den Zeitraum von zweieinhalb Jahren den Wasserhaushalt gemessen bzw. berechnet zu haben. Darauf aufbauend ist nunmehr die Betrachtung des Stofftransportes möglich. Außerdem kann diese Arbeit auch für andere Fragestellungen benutzt werden, da die Ergebnisse sehr aufwendiger Messungen zum Temperaturregime des Bodens vorgestellt und Aussagen zu den allgemeinen Standortbedingungen getroffen werden.

## 10. ZUSAMMENFASSUNG

Auf einem ehemaligen Rieselfeldstandort in Berlin-Buch werden von 1993 bis 1996 umfangreiche Gelände- und Laboruntersuchungen durchgeführt, um die bodenphysikalischen Standorteigenschaften zu erfassen und den Bodenwasserhaushalt zu quantifizieren. Zu diesem Zweck wird eine Dauermeßfläche bestehend aus TDR-Sonden (Bestimmung der Wassergehalte), neuartigen, spülbaren Tensiometern (Wasserspannung) und einer Niederschlagsstation angelegt. Um eine Vorstellung über die kleinräumliche Variabilität der Wassergehalte zu gewinnen, wurden zusätzlich TDR-Transektmessungen mit äquidistanten Abständen von 0.15 und 1 m in zwei Bodentiefen durchgeführt. Die z.T. neuartige Meßtechnik und die Transektuntersuchungen werden ausführlich beschrieben.

Die bodenphysikalische Charakterisierung des Standortes und der diagnostischen Horizonte erfolgte anhand der pF-Kurve, der  $k_r$  und  $k_u$ -Werte. Letztere wurde im Labor mittels der Augenblicksprofilmethode bestimmt und im Gelände anhand von Wassergehalts- und Wasserspannungsmessungen einer Fläche ohne Bewuchs nach einem Verfahren nach EHLERS und VAN DER PLOEG (1976) ermittelt. Zur Erfassung der Durchwurzelung wurden an zwei Terminen Wurzelproben gezogen und die Wurzellängendichte nach TENNANT (1975) und BÖHM (1979) ermittelt.

Auf dieser Datengrundlage war es möglich, quantitative Angaben zum Wasserhaushalt für den Versuchszeitraum abzuleiten. Auch war ein Vergleich von Gelände- und Laborergebnissen für die ungesättigte Wasserleitfähigkeit möglich. Das umfangreiche Datenmaterial wurde benutzt, um ein numerisches Wasserhaushaltsmodell (nach DUYNISVELD, 1984) zu kalibrieren und zu validieren.

Die Ergebnisse zeigen, dass der Rieselfeldstandort insgesamt eine geringe nFKwe hat und durch relativ große Versickerungsmengen gekennzeichnet ist. Ferner verdeutlicht die Arbeit anhand von Transektmessungen, dass auf dem Rieselfeld eine hohe kleinräumliche Variabilität von Standortmerkmalen typisch ist, die durch die frühere Nutzung und Landschaftsgestaltung bedingt ist. Die eingesetzte Meßtechnik hat sich auch auf diesem stark mit Schadstoffen belasteten Standort bewährt und es konnten ungestörte, kontinuierliche Wassergehalts- und Wasserspannungsmessungen aufgezeichnet werden. Ferner zeigt die Arbeit, dass selbst für diese relativ komplizierten Standortbedingungen ein numerisches Simulationsmodell erfolgreich eingesetzt werden kann.

## LITERATURVERZEICHNIS

- AG BODENKUNDE (1994). Bodenkundliche Kartieranleitung. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und den Geologischen Landesämtern in der Bundesrepublik Deutschland, 4. Aufl., Hannover.
- ASSENG, S. (1993). Entwicklung und Anwendung eines Wurzelmodells zur Beschreibung der Biomasse-, Wasser- und Stickstoffdynamik von Winterweizen. Fakultät für Landwirtschaft und Gartenbauwissenschaften der Humboldt-Universität Berlin (Dissertation).
- AUHAGEN, A., R. CORNELIUS, E. KILZ, S. KOHL, M. KRAUß, K. LAKENBERG, B. MARSCHNER, W. SCHILLING, H. J. SCHLOSSER und A. SCHMIDT (1994). Sanierungs- und Gestaltungskonzeption für die ehemaligen Rieselfelder im Bereich des Forstamtes Buch. Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz.
- BEESE, F., R.R. VAN DER PLOEG and W. RICHTER (1977). Test of a soil water model under field conditions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41:979-984.
- BELMANS, C., J. FEYEN and D. HILLEL (1979). An attempt at experimental validation of macroscopic-scale models of soil moisture extraction by roots. *Soil Sci.* 127:174-186.
- BLUME, H.P. UND M. RUNGE (1978). Genese und Ökologie innerstädtischer Böden aus Bauschutt. *Z. Pflanzenernh. u. Bodenk.*, 141: 727-740.
- BÖHM, W. (1979). *Methods of studying root system*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York (1979).
- BOHL, H. (1996). Eichung von TDR zur Wassergehaltsbestimmung in Böden auf Basis gemischt-dielektrischer Modelle. *Bodenökologie und Bodengene* Heft 22, Fachgebiet Bodenkunde/ Standortkunde und Bodenschutz, Institut für Ökologie, Technische Universität Berlin (Dissertation).
- BOHL, H., M. FACKLAM, G. WESSOLEK und M. RENGER (1996). Dynamik des Wasserhaushaltes von Niedermoorböden. DFG-Bericht 1996, TU-Berlin.
- DE JONG, R. and D. R. CAMERON (1979). Computer simulation model for predicting soil watercontent of profiles. *Soil Sci.*, 128:41-48.

- DIN 19683, Deutsches Institut für Normung e.V., (1973). Bodenuntersuchungsverfahren im landwirtschaftlichen Wasserbau-Physikalische Laboruntersuchungen. Blatt 1: Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung durch Siebung. Blatt 2: Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung nach Vorbehandlung mit Natriumpyrophosphat. Blatt 9: Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit in wassergesättigten Stechzylindern. Fachnormenausschuß Wasserwesen im Deutschen Normenausschuß (DNA), Berlin/Köln.
- DOORENBOS, J. and W.O. PRUITT (1977). Guidelines for predicting crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper, No. 24.
- DUYNISVELD, W.H.M. (1984). Entwicklung und Anwendung von Simulationsmodellen für den Wasserhaushalt und den Transport von gelösten Stoffen in Wasserungesättigten Böden -Ermittlung der Nitratauswaschungsgefahr unter Ackernutzung-. Technische Universität Berlin, D 83 (Dissertation).
- DVWK (1996). Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. DVWK Merkblätter zur Wasserwirtschaft 238.
- EASY TEST (1993). Produktinformation: Easy Test soil moisture/salinity catalogue. Easy Test Ltd., Solarza 8b, 20-815 Lublin 56, PO Box 24, Poland.
- EHLERS, W. (1976). Zur Bestimmung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit im Feld. Z. Pflanzenernähr. Bodenk. Heft 3-4: 417-427.
- EHLERS, W. and R. R. VAN DER PLOEG (1976). Evaporation, drainage and unsaturated hydraulic conductivity of tilled and untilled fallow soil. Z. Pflanzenernähr. Bodenk. 3: 373-386.
- FEDDES, R.A. (1971). Water, heat and crop growth. Thesis Comm. Agric. Univ. Wageningen.
- FEDDES, R. A., P. J. KOWALIK and H. ZARADNY (1978). Simulation of field water use and plant yield. Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen, Netherlands.
- FEDERER, C. A. (1979). A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water. Water Res. 15: 555-562.
- GELDMACHER, K. (1993). Effektiver Wurzelraum und pflanzenverfügbares Bodenwasser charakteristischer Böden und Nutzungen in Berlin-Buch. Technische Universität Berlin, Fachbereich Landschaftsentwicklung, Institut für Ökologie, Fachgebiet Bodenkunde (Diplomarbeit).

- GLUGLA, G. und P. KRAHE (1995). Abflußbildung in urbanen Gebieten. Schriftenreihe Hydrologie/Wasserwirtschaft 14, Ruhruniversität Bochum: 140-160.
- GRENZIUS, R. (1987). Die Böden Berlin (West) - Klassifizierung, Vergesellschaftung, ökologische Eigenschaften. FB 14, Technische Universität Berlin (Dissertation).
- GROSS, J. (1997). Einfluß der Bodenvariabilität auf Wasserhaushalt und Bromidverlagerung. Dissertation an der TU-Berlin, FG. Bodenkunde.
- GUPTA, S.K., K.K. TANJI, D.R. NIELSEN, J.W. BIGGAR, C.S. SIMMONS and J.L. MacINTYR (1978). Field simulation of soil-water movement with crop water extraction. Univ. California, Dept. Land, Air and Water Resources, Water Sci. and Eng. Paper No. 4013.
- HAHN, H. und F. LANGBEIN (1928). Fünfzig Jahre Berliner Stadtentwässerung 1878-1928. Im Auftrage des Magistrats, Verlag von Alfred Metzner, Berlin SW 61.
- HARTGE, K. H. (1966). Ein Haubenpermeameter zum schnellen Durchmessen zahlreicher stechzylinderproben. Z. Kulturtechnik u. Flurbereinigung 7: 155-163.
- HARTGE (1971). Die physikalische Untersuchung von Boden. Enke-Verlag, Stuttgart.
- HAUDE, W. (1954). Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. Mittl. deut. Wetterdienstes 8: 7-21, Mai 1954.
- HILLEL, D. (1977). Computer simulation of soil-water dynamics: A compendium of recent work. Int. Dev. Res. Center, Ottawa, Canada.
- HILLEL, D. (1980). I. Fundamentals of soil physics. II. Applications of soil physics. Academic Press, New York.
- HOFFMANN, C., C. BOWO und M. RENGER (1995a): Untersuchungsergebnisse der bodenökologischen Meßstation in Berlin-Buch 1994. Forschungsbericht im Auftrag des Landesforstamts Berlin.
- HOFFMANN, C., L. SCHLENTHER und M. RENGER (1995b): Zur Schwermetallbelastung und -dynamik auf einem ehemaligen Rieselfeld. Mitt. Deut. Bodenkdl. Ges., 76/I: 293-296.
- HOFFMANN, C. und M. RENGER (1996a): Säulenversuche zur Schwermetallmobilität in Rieselfeldböden. Landschaftsentw. und Umweltforsch., 101, Tagungsbd.: Rieselfelder in Berlin und Brandenburg. S. 67-74.

- HOFFMANN, C., C. BOWO und M. RENGER (1996b): Untersuchungsergebnisse der bodenökologischen Meßstation in Berlin-Buch 1995. Forschungsbericht im Auftrag des Landesforstamts Berlin.
- HORBERT, M. (1986). Soil scapes of Berlin (West). *Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch.* 50.
- KIRKHAM, D. and W.L. POWERS (1971). *Advanced soil physics*. Wiley and Sons, New York.
- KOPP, D. (1969). Der standörtliche Weiserwert der Waldbodenvegetation im nordostdeutschen Tiefland. *Wiss. Zeitschr. der TU Dresden* 18(21): 239-340.
- KRAHMER, U. (1974) Ein Meß- und Auswerteverfahren zur Bestimmung der ungesättigten Wasserleitfähigkeit an Böden in situ *Z. Pflanzenern. Bodenk.* Band 137, Heft 2: 94-107.
- LADWIG, A. (1989). Auswirkungen der langjährigen Abwasserverrieselung und der Einstellung des Rieselfeldbetriebes im Norden Berlins auf das Grundwasser. Akademie der Wissenschaften der DDR, Inst. f. Geographie und Geoökologie, Bereich Hydrologie.
- LOMEN, D.O. and A.W. WARRICK (1978). Solutions of the one-dimensional linear moisture equation with implicit water extraction functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 40:342-344.
- MALICKI, M.A. and W.M. SKIERUCHA (1989). A manually controlled TDR-soil moisture meter operating with 300 ps rise-time needle puls. *Irrigation Sci.*, 10:103-109.
- MALICKI, M.A., R. PLAGGE, M. RENGER and R.T. WALCZAK (1992). Application of time-domain reflectometry (TDR) soil moisture miniprobe for the determination of unsaturated soil water characteristics from undisturbed soil cores. *Irrigation Sci.* 13: 65-72.
- MEUSER, H. (1989). Einfluß unterschiedlicher Düngungsformen auf Boden und Pflanze. *Landschaftsentwicklung und Umweltforschung* Nr. 67, Schriftenreihe der TU-Berlin.
- MOLZ, F.J. (1981). Models of water transport in the soil-plant system: A review. *Water Res.* 17:1245-1260.
- MUALEM, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Res.*, 12: 513-522.
- MUDRA, A. (1958). *Statistische Methoden für landwirtschaftliche Versuche*. Paul Parey, Berlin/Hbg.

- NIMAH, M.N. and R.J. HANKS (1973). Model for estimating soil, water, plant and atmospheric interrelations: I. Desorption and sensitivity. *Soil Sci. Am. Proc.*, 37: 522-532.
- OLBRISCH, H.D. (1975). Untersuchungen zur Konsolidierungszeit bei eingefüllten Lysimetern. *Wasser u. Boden* 4: 85-90.
- PARLANGE, J.Y. (1971a). Theory of water movements in soils: 1. One dimensional absorption. *Soil Sci.*, 111: 134-137.
- PARLANGE, J.Y. (1971b). Theory of water movements in soils: 2. One dimensional infiltration. *Soil Sci.*, 11: 170-174
- PENMAN, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy. Meteorol. Soc.*, A, 193: 120-145.
- PHILIP, J.R. (1969). Theory of intiltration, in: *Adv. in Hydroscience* 5, Academic Press, New York, 215-296.
- PLAGGE, R., M. RENGER und C. H. ROTH (1990). A new laboratory method to quickly determine the hydraulic conductivity of unsaturated soil within a wide range of textures. *Z. Pflanzenernähr. Bodenkd.* 153: 39-45.
- PLAGGE, R. (1991). Bestimmung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit im Boden. *Schriftenreihe Bodenökologie und Bodengene* 3, Selbstverlag, TU-Berlin (Dissertation).
- PLAGGE, R., H. BOHL, C.H. ROTH und M. RENGER (1993). Bestimmung der ungesättigten hydraulischen Leitfähigkeit nahe Sättigung mit der stationären Profil-Verdunstungs-Methode. *Mitteilgn. Deutsch. Bodenkdl. Gesellsch.*, 72/I: 195-199.
- RAATS, P.A.C. (1976). Analytical solutions of a simplified flow equation. *Trans. ASAE*, 19: 683-689.
- RAKEI, A. (1991). Wasserhaushalt eines Alt- und Jungkiefernbestandes auf Rostbraunerde des Grunewaldes (Berlin). *Schriftenreihe Bodenökologie und Bodengene* 4, Selbstverlag, TU-Berlin (Dissertation).
- REMSON, I., G.M. HORNBERGER and F.J. MOLZ (1971). *Numerical methods in subsurface hydrology*. Wiley-Interscience, New York.

- RENGER, M. (1992). Bestimmung der Grundwasserneubildung und Evapotranspiration in Abhängigkeit von Standorteigenschaften und Nutzung. In: Workshop der Abteilung "Wasser" der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg am 15. Mai 1992 in Kalsruhe zum Thema Grundwasserneubildung aus Niederschlägen: 19-39.
- RENGER, M. und O. STREBEL (1977). Quantitative Erfassung der einzelnen Komponenten des Wasserhaushaltes in der ungesättigten Bodenzone durch Messungen in situ mit hoher raum-zeitlicher Auflösung. Abschlußbericht des DFG-Forschungsvorhabens Ha 334, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover.
- RICHTMEYER, R.D. and K.W. MORTON (1967). Difference methods for initial value problems. Wiley-Interscience, New York.
- RIEK, W. und G. WESSOLEK (1994). Wasserhaushalt- Zuwachsverhalten von Kiefern und Eichen im Raum Berlin. Schriftenreihe Bodenökologie und Bodengenese 14, Selbstverlag, TU-Berlin.
- RIJTEMA, P.E. (1965). An analysis of actual evapotranspiration. Agricultural Research Reports, PUDOC, Wageningen.
- RITCHIE, J.T. (1972). Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. Water Res., 8: 1204-1213.
- ROTH, C.H., M. MALICKI und R. PLAGGE (1992). Empirical evaluation of the relationship between soil dielectric constant and water content as the basis for calibration of soil moisture measurements by TDR. Journ. Soil Sci. 43: 1-13.
- SCHACHTZABEL (1995). Zur Prognostischen Qualität von Translokationsmodellen. In: Stoffdynamik in Geosystemen, Band 1: wenn die Abwasser die Landschaft verändert: Fallstudie einer geoökologischen Komplexuntersuchung kontaminierter Geosysteme. Mathematisch- Naturwissenschaftliche Fakultät der Universität Potsdam: 154-168.
- SCHEFFER, F. und P. SCHACHTSCHABEL (1992). Lehrbuch der Bodenkunde. 13. Aufl., Enke-Verlag, Stuttgart.
- SCHLENTHER, L., T. EGGERT, C. HOFFMANN UND M. RENGER (1992). Bodenökologische Untersuchungen auf den Rieselfeldflächen Buch. Forschungsgutachten im Auftrag des Landes Berlin, vertreten durch die Berliner Forsten.
- SCHLENTHER, L. , B. MARSCHNER, C. HOFFMANN und M. RENGER (1996). Ursachen mangelnder Anwuchserfolge bei der Aufforstung von Rieselfeldern in Berlin-Buch-bodenkundliche Aspekte In: Verhandlungen der Gesellschaft für Ökologie. Gesellschaft für Ökologie, R. Böcker (Gastherausgeber), 25: 350-359.

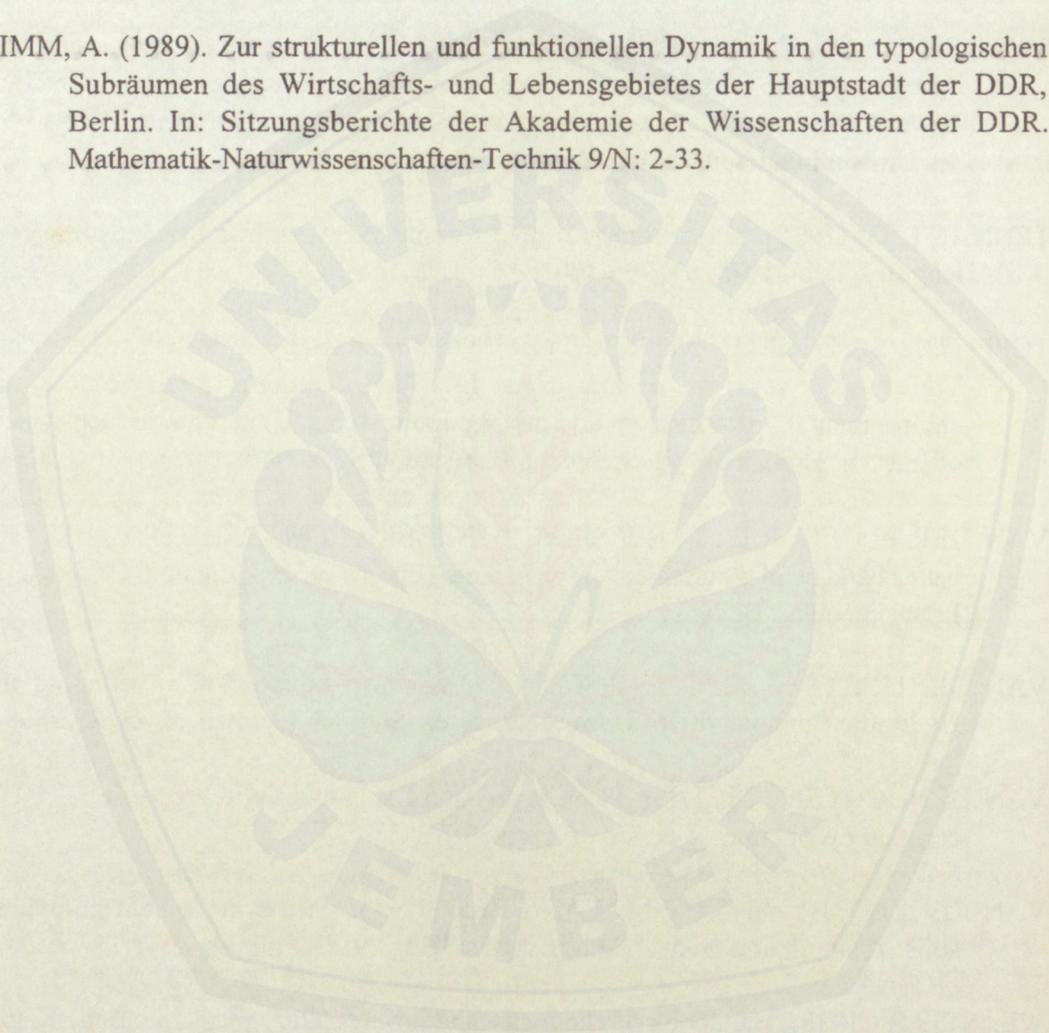
- SCHRÖDTER, H. (1985). Verdunstung: Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden. Springer-Verlag, Berlin.
- SMITH, G.D. (1969). Numerical solution of partial differential equations. Oxford Univ. Press.
- SWARTJES, F.A. (1990). Numerische Simulation der eindimensionalen Schwermetallverlagerung im homogen gesättigten/ungesättigten Boden. Fallstudie „Rieselfelder Karolinenhöhe, Berlin-Gatow“. TU-Berlin (Dissertation).
- SWARTJES, F. A., C. FAHRENHORST und M. RENGER (1991). Entwicklung und Erprobung eines Simulationsmodelles für die Verlagerung von Schwermetallen in wasserungesättigten Sandböden. Forschungsbericht 107 01 009, Texte 47/91 des Umweltbundesamtes, Berlin.
- TENNANT, D. (1975). A test of a modified line intersect method of estimating root length. *J. Ecol.* 1975, 63: 995-1001.
- TOPP, G.C., S.J. ZEGELIN und I. WHITE (1994). Monitoring soil water content using TDR: An overview of progress. In: Time Domain Reflectometry in environmental, infrastructure and mining applications. United States Department of Interior, Bureau of Mines. Special Publication SP: 67-80.
- VAN DER PLOEG, R.R., F. BEESE, O. STREBEL and M. RENGER (1978). The water balance of a sugarbeet crop: A model and some experimental evidence. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, 141: 349-328.
- VAN GENUCHTEN , M. TH. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Sci Soc. Am. J.*, 44: 892-898.
- VAN GENUCHTEN , M. TH. (1987). Analysis of soil hydraulic properties -RETC-computer programm. Version of April 1987.
- VAN KEULEN, H. and C.G.E.M. VAN BEEK (1971). Water movement in layered soils: A simulation model. *Neth. J. Agric. Res.*, 19:138-153.
- WEAST, J.R. (1988). Handbook of chemistry and physics. CRC press Inc. Boca Raton, Florida.
- WENDLING, W. (1975). Zur Messung und Schätzung der potentiellen Verdunstung. *Zeitschr. für Meteorologie* 25: 103-111.
- WESSOLEK, G. (1989). Einsatz von Wasserhaushalts-Photosynthesemodellen in der Ökosystemanalyse. Technische Universität Berlin, FB 14, Landschaftsentwicklung, Institut für Ökologie, FG Bodenkunde (Habilitationsschrift).

WESSOLEK, G.W., R. PLAGGE, F.J. LEIJ and M. TH. VAN GENUCHTEN (1993).  
Analysing problems in describing field and laboratory measured soil hydraulic  
properties. *Geoderma* 64(1994): 93-110.

WESSOLEK, G. (1997). Persönliche Mitteilung.

WESSOLEK, G. und M. RENGER (1997). Bodenwasser- und Grundwasserhaushalt  
unter versiegelten Flächen. *Stadtökologie*, Gustav Fischer Verlag ( in  
Vorbereitung).

ZIMM, A. (1989). Zur strukturellen und funktionellen Dynamik in den typologischen  
Subräumen des Wirtschafts- und Lebensgebietes der Hauptstadt der DDR,  
Berlin. In: *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften der DDR.*  
*Mathematik-Naturwissenschaften-Technik* 9/N: 2-33.



ANHANG

Anhang A1. Niederschläge und Evapotranspiration in Buch zum Vergleich mit Berlin-Dahlem

Summen des NIEDERSCHLAGS [mm]															
	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Sommer	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mär	Winter	Summe
<b>1993-1994</b>															
Buch	19,3	62,3	168,1	94,5	44,5	63,9	452,6	13	27,4	92,4	102,9	8,4	79,5	323,6	776,2
Dahlem	19,2	89,8	90,2	90,7	41,8	69,2	400,9	20,7	33,3	101	86,5	8	96,4	345,9	746,8
<b>1994-1995</b>															
Buch	51,2	76,9	43,8	43,4	83,8	59,5	358,6	24,8	57,2	57,5	65,8	75	47,3	327,6	686,2
Dahlem	65,3	74,3	45,7	48,1	89,8	68,7	391,9	37,2	42,3	59,2	59,5	61,3	52,8	312,3	704,2
<b>1995-1996</b>															
Buch	41,1	34,7	69,1	44,5	43,8	93,7	326,9	12,7	36,8	31,8	1,4	40,4	19,3	142,4	469,3
Dahlem	40,4	48,2	92,8	36,4	44,6	67,6	330	7,8	53,7	34,4	1,4	40,4	19,3	157	487,0
<b>M.s.53</b>	35,8	43,1	47,1	36,2	29	31,2	222,4	38,5	48,6	68,7	58,9	65,5	43,6	323,8	546,2
Summen der Evapotranspiration nach Haude [mm]															
	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Sommer	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mär	Winter	Summe
<b>1993-1994</b>															
Buch	83,5	108,2	85,5	81,5	85,9	40,8	485,4	25,9	5,9	9,9	13,1	16,2	27,4	98,4	583,8
Dahlem	93,2	103,9	93	80,4	84,2	39,8	494,5	33,7	8,2	9,9	13,1	16,2	27,4	108,5	603,0
<b>1994-1995</b>															
Buch	60,6	62,6	89,9	184,9	94,8	32,5	525,3	28,8	16,1	12,9	11,9	20	19,3	109	634,3
Dahlem	62,5	75,2	100,7	197,6	115,8	41,2	593	34,5	12,9	9,7	9	12,2	19,3	97,6	690,6
<b>1995-1996</b>															
Buch	57,5	76,5	76,6	157,8	163,8	55,9	588,1	54,9	22,6	6,7	7,3	12,3	23,7	127,5	715,6
Dahlem	37,2	55,2	62,3	131,8	132,3	55,5	474,3	48,6	10,6	6	7,3	12,3	23,7	108,5	582,8
<b>M.s.53</b>	61,3	94,6	105,7	112	102,4	64,1	540,1	35,5	16	9,7	10	13,1	29,9	114,2	654,3

Mittelwerte seit 1953 (GELDMACHER, 1993) \* (kursive Werte sind aus Dahlem genommen)

Anhang A2. Klimatische Wasserbilanz und Temperatur in Buch zum Vergleich mit Berlin-Dahlem

Klimatische Wasserbilanz [mm]														
	1993-1994	1994-1995	1995-1996	1993-1994	1994-1995	1995-1996	1993-1994	1994-1995	1995-1996	1993-1994	1994-1995	1995-1996		
	Buch	Dahlem	Buch	Dahlem	Buch	Dahlem	Buch	Dahlem	Buch	Dahlem	Buch	Dahlem		
	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Sommer	Oktober	Nov	Jan	Feb	Mär	Winter	Summe
	-64,2	-45,9	82,6	13	-41,4	23,1	-32,8	-12,9	21,5	89,8	-7,8	52,1	225,2	192,4
	-7,4	-14,1	-2,8	10,3	-42,4	29,4	-93,6	-13	25,1	73,4	-8,2	69	237,4	143,8
	-9,4	14,3	-46,1	-141,5	-11	27	-166,7	-4	41,1	53,9	55	28	218,6	51,9
	2,8	-0,9	-55	-149,5	-26	27,5	-201,1	2,7	29,4	50,5	49,1	33,5	214,7	13,6
	-16,4	-41,8	-7,5	-113,3	-120	37,8	-261,2	-42,2	14,2	-5,9	28,1	-4,4	14,9	-246,3
	3,2	-7	30,5	-95,4	-87,7	12,1	-144,3	-40,8	43,1	-5,9	28,1	-4,4	48,5	-95,8
M.s.53	-25,5	-51,5	-58,6	-75,8	-73,4	-32,9	-317,7	3	32,6	48,9	52,4	13,7	209,6	-108,1
Mittelwert der Tagesmitteltemperatur [°C]														
	1993-1994	1994-1995	1995-1996	1993-1994	1994-1995	1995-1996	1993-1994	1994-1995	1995-1996	1993-1994	1994-1995	1995-1996		
	Buch	Dahlem	Buch	Dahlem	Buch	Dahlem	Buch	Dahlem	Buch	Dahlem	Buch	Dahlem		
	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Sommer	Oktober	Nov	Jan	Feb	Mär	Winter	Mittelw.
	11,2	16,4	15,9	16,7	16,3	12,7	14,9	7,1	0,6	3,4	-0,4	5,9	3,4	9,1
	11,7	16,4	16,0	16,5	16,2	12,7	14,9	8,8	0,6	3,4	-0,4	5,9	3,6	9,3
	9,4	13,7	15,2	21,9	18,5	13,7	15,4	7,3	5,8	0,7	4,7	3,8	4,3	9,8
	9,6	13,7	16,3	22,7	18,5	13,7	15,8	7,3	6,8	0,7	4,7	3,8	4,5	10,1
	9,4	12,6	14,9	21,4	19,2	13,0	15,1	10,9	2,4	-3,9	-2,5	1,0	0,9	8,0
	9	13,2	15,2	21,2	19,5	13,8	15,3	11,6	2,4	-3,9	-2,5	1,0	1,0	8,2
M.s.53	9	13,8	17,1	18,5	17,8	14,2	15,1	9,8	4,8	0	0,4	4,3	3,5	9,3
M.s.53:	Mittelwerte seit 1953 (GELDMACHER, 1993)													
	* (kursive Werte sind aus Dahlem genommen)													