# GÖTTINGER BODENKUNDLICHE BERICHTE 44



Im Selbstverlag der Anstalten für Bodenkunde der Universität Göttingen

Herausgeber: B. Meyer und B. Ulrich

Schriftleitung: P. Hugenroth

Bestellungen über:

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

Institut für Bodenkunde und Waldernährung Göttingen, Büsgenweg 2

oder den Buchhandel (Gewährung von Wiederverkäufer-Rabatt) Selbstkostenpreis DM

# GÖTTINGER BODENKUNDLICHE BERICHTE 44



### INHALT

1 Schulte im Walde, W., F.Beese u. B.Meyer, 1976:

Neue Heiz-Meß-Sonden für die Messung der spezifischen Wärme-Leitfähigkeit von Böden und Probleme der Anwendung der WLF-Methode für Wassergehaltsbestimmungen.

Seiten 1-51

2 Schulte im Walde, W., H.-G.Frede u. B.Meyer, 1976:

Wärmeleitfähigkeits-Wassergehalts-Charakteristiken einer Griserde aus Würm Löß und die Anwendung der WLF-Methode bei der kontinuierlichen Verfolgung infiltrativer und evaporativer Wassergehaltsänderungen.

Seiten 53-107

3 Schulte im Walde, W., H.-G.Frede u. B.Meyer, 1976:

Wasser-Kapazitäts-Parameter und Luft-Okklusionen im Bewässerungs-Fließ-Gleichgewicht bei einer Parabraunerde aus Würm Löß. Seiten 109-136

4 Ehlers, W., 1976:

Water Infiltration and Redistribution in Tilled and Untilled Loess Soil.

Seiten 137-156

SCHULTE im WALDE, W.,

F.BEESE ,

B.MEYER :

### NEUE HEIZ-MESS-SONDEN

## FOR DIE MESSUNG DER SPEZIFISCHEN WARME-LEITFAHIGKEIT VON BÖDEN UND PROBLEME DER ANWENDUNG DER WLF-METHODE FOR WASSERGEHALTS-BESTIMMUNGEN.

# Göttinger Bodenkundliche Berichte 44, 1 – 51 (1976)

## GLIEDERUNG.

1	PRO	BLEM	STELL	UNG, ÜE	BERSICHT	1
2	MES	S <u>–</u> P R	INZIP			7
	2.1	ERMITTLU	JNG DER SP	EZIFISCHEN W	IÄRME_	_
		LEITFAH.	LGKEIT	•••••	•••••	7
	2.2	ZEIT-KOP	REKTUR-FA	KTOR.	•••••	8
3	MES	<u>S – A N</u>	LAGE			10
1	TINT	FRSI	СНИМА	EN ZUN	SONDEN-	
4	TYP	IIG	CHONO			11
	<u> </u>			•••••	•••••••	
	4.1	SONDENTY	(P T (nach	LORENZ)		11
		4.1.1	Sonde mit	4 mm Durch	lesser	11
4		40101	4.1.1.1	Testmessun	ren in Flüssig-	±.±
			4.1.1.1	keiten		13
				A 1 1 1 1	Zeit-Korrektur-	15
				4.1.1.1.1.1	Faktor	13
				4 1 1 1 2	Ergebnisse und	13
		×		4.1.1.1.1.2	Schlußfolgorun-	
					gen	15
		4.1.2	Sonden mi	t 1,3 mm Dur	chmesser	19
			4.1.2.1	Konstruktio	on	19
			4.1.2.2	Testmessung	gen in Flüssig-	
				keiten		20
				4.1.2.2.1	Zeit-Korrektur-	
					Faktor	20
				4.1.2.2.2	Meßdauer und	
	· · · · ·				Meßzeitintervall	20
				4.1.2.2.3	Meßergebnisse	
				30%n)	und Sondenver-	
					qleich	23

								4.	1.	2.	. 3		Te	est	me	ess	sur	nge	en	ir	h E	300	ler	1.	•••	••	25
	4.	2		SC	DNI	DEN	1T7	ζP	IJ			•••	•••	•••	•••	•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••			••	26
				4.	.2.	.1		Ba	u	de	er	Sc	ond	ler	<u>1</u> .	•••	•••	•••	•••	• •	•••	•••	•••	•••	•••	•••	27
				4.	.2.	2		Er	qe	br	nis	sse	ec	lei	2 7	res	str	nes	รรเ	inc	ler	1 1	ind	1			
								Sc	onc	ler	ive	ero	110	eid	ch.		•	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	29
5	E	R	М	I	т	Т	L	U	N	G		v	0	N	-	W	Ä	R	M	E	-						
	L	Е	I	т	F	Ä	Н	I	G	K	Е	I	т	S	-	W	A	S	S	E	R	G	Е	=			
	H	A	L	Т	S	-	В	Е	Ζ	I	Е	Н	U	Ν	G	Е	N	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	••	•••	34
	5.	.1		WI	JF-	-MI	ESS	SUN	IGE	EN	A	N I	MEI	HRI	ERI	EN	"]	LÖS	SS'	'_	UI	١D	"si	ANI	D <u>"</u>		
				PI	ROI	BEI	JU	JNT	TER	RSC	CH:	EEI	DL	ICH	HEI	1 5	A	SSE	ERC	SEH	IAI	TI	<u>.</u> .	••	•••	••	35
				5.	.1	.1		Pr	col	ber	nau	lfl	bei	re	itu	ind	11	ind	1 L	Jn	cei	su	lor	nu	nq	<u>s-</u>	
								qa	and	1.	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	1.5	35
				5.	.1	.2		Er	qe	ebr	nis	550	<u>e</u> .	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	••	••	••	36
	5	.2		K	ON'	rII	UU:	IEF	ST:	ICH	ΗE	W	LF.	-MI	ESS	SUI	VGI	EN	AN	E	IN	ER	<u>.</u>				
				E	IN2	ZE1	LNI	EN	"]	203	SS	"_]	PŖ	OBI	<u>-</u>	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	••	•••	••	38
				5.	.2	.1		Ur	nte	ers	su	chi	une	qs	qai	1q	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	••	••	••	38
				5.	.2	.2		Eı	qe	ebr	ni	550	<u>e</u> .	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	•••	••	38
6	D	E	U	т	U	Ν	G		D	Е	S		v	E	R	L	A	U	F	S		D	E	R			
	λ	-	К	U	R	v	E	N		U	Ν	D		v	E	R	G	L	Е	I	С	Н					
	M	I	Т		р	F	-	С	Η	A	R	A	K	Т	Е	R	I	S	Т	I	K	E	N	•••	••	••	40
															20					8							a d
7	Ζ	U	S	A	M	Μ	E	N	F	A	S	S	U	N	G	•••	•••	•••	•••	••	•••	•••	••	•••	•••	••	48
8	L	I	Т	E	R	A	Т	U	R	••	•••	•••	•••	••	•••	•••	•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••		•••	50

- 3 -

Trotz jahrzehntelanger methodischer Forschung auf dem Gebiet der Bodenfeuchte-Bestimmung sind viele damit zusammenhängende Probleme bislang als technisch nicht gelöst zu betrachten. Wandlungen und Fortschritte im Bereich der boden-hydrologischen und boden-ökologischen Forschung stellen neue Anforderungen an die Meß-Technik. So verlangen z.B. Untersuchungen der Bodenwasser-Bilanz im Felde, die auf der kontinuierlichen Bestimmung hydraulischer Gradienten und der Ermittlung von spezifischen Wasser-Leitfähigkeiten der einzelnen Boden-Schichten basieren, exakte und kontinuierliche Bestimmungen der Boden-Wassergehalte in möglichst dünnen Boden-Schichten. Dies erweist sich als umso notwendiger, als neuere Untersuchungen zur Saugspannungs-Wassergehalts-Hysterese bei Wasser-Aufnahme und -Abgabe im Boden gezeigt haben, daß die zur Berechnung erforderlichen Wassergehalts-Angaben durch direkte Messungen ermittelt werden sollten und nicht als abgeleitete Größen, z.B. aus der Saugspannung über die Wassergehalts-Saugspannungs-Charakteristik, verwendet werden sollten.

Die von dieser Seite her an eine Bodenfeuchte-Bestimmungs-Methode gestellten Bedingungen sind: Messung ohne Zerstörung des Boden-Gefüges, weitgehende Verringerung des durch die Messung erfaßten Boden-Volumens, d.h. möglichst punktförmige Messungen in dünnen Boden-Schichten, häufige Wiederholbarkeit der Messungen in einer stationären Anlage, geringe Kosten und geringer Arbeits-Aufwand als Voraussetzung für eine möglichst gleichzeitige Messung an verschiedenen Vergleichs-Standorten, die Erfassung des gesamten im natürlichen Boden möglichen Feuchte-Bereiches mit nur einem Meß-Verfahren und -wenn möglich- mit Ausbaumöglichkeit für selbstregistrierende Einrichtungen.

Unter den für die obengenannten Zielsetzungen verwendbaren

- 4 -

1

sicheren Meßmethoden hat in neuerer Zeit besonders die Wassergehaltsmessung in dünnen Schichten mit Hilfe der Y-Doppelsonde Eingang in die bodenhydrologische Forschung gefunden. Dieses leider recht kosten-aufwendige und mehr oder weniger ortsgebundene Meß-Verfahren, das sowohl im Felde wie auch an Lysimetern verwendbar ist, wirft die Frage nach einer leichter zu handhabenden Methode auf, die u.U. auch bei ökologischen Untersuchungen für kleinere Boden-Körper verwendbar ist.

Ansatzmöglichkeiten in dieser Richtung bieten u.a. Meß-Verfahren auf thermischer Grundlage und hierbei besonders der spezifischen Wärme-Leitfähigkeit (WLF). Die Prüfung der methodischen Voraussetzungen und der Anwendbarkeit von WLF-Messungen für die vorgenannten Zwecke soll Gegenstand der vorliegenden Arbeit sein.

Messungen der spezifischen Wärme-Leitfähigkeit  $\lambda$  wurden bereits vorgenommen u.a. von: PFRIEM (16), VAN DER HELD and VAN DRUNEN (17), ALBRECHT (1), DE VRIES (6), DE VRIES and PECK (8).

LORENZ (14) griff 1968 diese Thematik nochmals auf. Nach einem Vergleich der verschiedenen von anderen Autoren angewandten Meßverfahren zur Bestimmung von  $\lambda$  kam er zu dem Schluß, daß im Hinblick auf die obengenannte Fragestellung die Messung der Wärme-Leitfähigkeit im instationären Temperaturfeld als eine geeignete Möglichkeit zur kontinuierlichen Bodenfeuchte-Bestimmung anzusehen ist.

Die theoretischen Grundlagen dieser Methode, nach der bereits Messungen in Böden von DE VRIES (7), KOITZSCH (12) und JANSE and BOREL (10) durchgeführt wurden, sind von LORENZ (14) eingehend beschrieben worden. Als grundlegende Neuerung wurde von ihm eine Konstruktionsänderung des Meßkörpers vorgenommen. Durch diese Maßnahme sollte die Empfindlichkeit der Sonde und damit letztlich die Genauigkeit der Wassergehalts-Bestimmung erhöht werden.

Bei der Erprobung der Einsatzmöglichkeiten der von LORENZ (14) gebauten neuen Sonde für praktische Wassergehalts-Messungen in Boden-Modellen und Boden-Lysimetern stand die komplette Meß-Anordnung in der gleichen Zusammensetzung zur Verfügung wie sie von LORENZ (14) benutzt wurde. Versuche, seine Meßergebnisse zu reproduzieren, schlugen jedoch fehl (siehe Punkt 4.1.1.1.2), so daß zunächst methodische Untersuchungen mit Sonden modifizierter Bauart durchgeführt wurden. Dabei richtete sich das Augenmerk insbesondere auf die Größen Wärmekapazität der Sonden, Zeit-Korrektur-Faktor (siehe VAN DER HELD and VAN DRUNEN, 17, LORENZ, 14) und Reproduzierbarkeit der Meßergebnisse •

- 6 -

#### 2 MESS-PRINZIP

#### 2.1 ERMITTLUNG DER SPEZIFISCHEN WÄRME-LEITFÄHIGKEIT

Die Ermittlung des Wärme-Leitfähigkeits-Koeffizienten  $\lambda$ ist relativ einfach möglich in einem zylindrischen, unbegrenzten und nicht-stationären Temperaturfeld eines Körpers, der mit Hilfe einer Sonde von der Zylinderachse her aufgeheizt wird.

Die ausführlichen theoretischen Erörterungen sowohl von DE VRIES and PECK (8) als auch von LORENZ (14) gehen aus von der FOURIER`schen Differentialgleichung für die nichtstationäre, radiale, zweidimensionale Wärmeausbreitung von einer zylindrischen, "unendlich langen" Wärmequelle

(1) 
$$\frac{\delta T}{\delta t} = \alpha \cdot \left( \frac{\delta^2 T}{\delta r^2} + \frac{\delta T}{\delta r} \right)$$

deren Lösung

(2) 
$$T = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot \lambda \cdot t} \cdot e^{-\frac{r^2}{4 \cdot \alpha \cdot t}}$$

die Temperatur T zum Zeitpunkt t in einem beliebigen Punkt im Abstand r von der Wärmequelle angibt. Strebt der Wert für den Exponenten  $-r^2/4$ at gegen Null, d.h. r  $\rightarrow$  0, so ergibt sich nach VAN DER HELD and VAN DRUNEN (17) über Anwendung der EULER`schen Reihe

(3) 
$$T = \frac{Q}{4 \cdot \tilde{n} \cdot \lambda} \cdot \left( \ln \frac{4 \cdot a \cdot t}{r^2} - 0,5772 \right)$$

Wird die Temperatur zu zwei verschiedenen Zeitpunkten  $t_1$  und  $t_2$  gemessen, wird durch Differenzbildung

(4) 
$$T_2 - T_1 = \frac{Q}{4 \cdot \overline{m} \cdot \lambda} \cdot \ln \frac{t_2}{t_1}$$
 oder

(5) 
$$\lambda = \frac{Q}{4\pi} \cdot \frac{\Delta \ln t}{\Delta T}$$

т	=	Temperatur	(	°C)
t	=	Zeit .	(	sec )
r	=	radialer Abstand von der	(	cm )
		Wärmequelle		
Q	=	spez. Wärmemenge	(	cal/cm.sec )
с	=	spez. Wärme	(	cal/g.°C )
a	=	spez. Temperaturleitfähigkeit	(	cm <sup>2</sup> /sec )
9	=	Dichte	(	g/cm <sup>3</sup> )
λ	. =	spez. Wärme-Leitfähigkeit, Wärme-Leitfähigkeits-Koeffi- zient. Wärmeleitzahl	(	cal/cm·sec· <sup>O</sup> C )

Hieraus ist ersichtlich, daß bei konstanter Heizleistung Q eine lineare Beziehung zwischen der Temperaturerhöhung und dem natürlichen Logarithmus der Zeit besteht und die Wärme-Leitfähigkeit proportional der Steigung der Kurve lnt = f (T) ist.

2.2 ZEIT - KORREKTUR - FAKTOR

Bei der mathematischen Herleitung der Bestimmungsgleichung für  $\lambda$  wird davon ausgegangen, daß der Abstand der Temperatur-Meßstelle von dem Aufheiz-Körper und der Radius des Aufheiz-Körpers selbst gleich Null sind. Diese Forderung kann jedoch praktisch nie erfüllt werden. Das zeigt sich in einer Krümmung des ersten Abschnitts des Graphen von Int = f (T). Der zu erwartende geradlinige Verlauf der Kurve stellt sich erst nach einer gewissen Latenzzeit ein, für deren Größe der Radius der Sonde, die Lage des Temperatur-Meßpunktes und die Größe der Wärmekapazität der Sonde verantwortlich sind. Es ist aber aus mehreren Gründen anzustreben, gerade den ersten Abschnitt der Temperatur-Zeit-Kurve für die Berechnung der WLF auszuwerten:

 Zu Beginn der Messung ist der Temperatur-Anstieg je Zeiteinheit relativ groß im Vergleich zu späteren Zeitpunkten; dadurch ist eine exaktere Bestimmung der Temperatur-Unterschiede möglich.

- Bei kurzen Meß-Zeiten werden nur geringe Heizleistungen benötigt, um einen genügenden Temperatur-Zuwachs während der ersten Sekunden zu erreichen; dadurch kann ein zusätzlicher Wärmetransport durch Konvektion unterbunden werden.
- Durch nur kurzzeitiges Aufheizen wird eine Deformation des zylindrischen Temperatur-Feldes durch Stirnflächen-Effekte vermieden (dreidimensionale Wärmeausbreitung).
- Störende Einflüsse von außen wie Temperatur-Schwankungen, Erschütterungen, elektromagnetische Felder usw. können weitgehend ausgeschaltet werden.

Um diese Vorteile von Kurzzeit-Messungen voll nutzen zu können, wurde von VAN DER HELD and VAN DRUNEN (17) ein Zeit-Korrektur-Faktor t<sub>o</sub> als Ausgleichswert für die Ansprechzeit der Sonde und für Einschalt-Verzögerungen eingeführt. Durch Addition dieses Zeitbetrages t<sub>o</sub> zu den einzelnen Meßzeiten ändern sich die Gleichungen (4) und (5) zu

(6) 
$$T_2 - T_1 = \frac{Q}{4 \cdot \P \cdot \lambda} \cdot \ln \frac{t_2 + t_0}{t_1 + t_0} \text{ und}$$

(7) 
$$\lambda = \frac{Q}{4\P} \cdot \frac{\Delta \ln(t+t_0)}{\Delta T}$$

Für die Ermittlung von t<sub>o</sub> wird der Quotient  $f_T^t$  gegen t, d.h. gegen den jeweiligen Zeitabstand vom Versuchsbeginn, aufgetragen. Aus der Gleichung dieser Geraden

(8) 
$$\frac{dt}{dT} = \frac{4 \cdot \P \cdot \lambda}{Q} \cdot (t + t_0)$$

ergibt sich im Schnittpunkt mit der t-Achse für  $\frac{dt}{dT} = 0$ , d.h. für den Beginn der Messung, t =  $-t_0$ . Dieser Zeitbetrag ist zu den MeB-Zeitpunkten zu addieren; dadurch wird in dem halblogarithmischen Koordinatensystem die Kurve Int = f (T) vertikal nach oben verschoben und in eine Gerade überführt, deren Steigung  $\frac{Q}{4\P \cdot \lambda}$  dem Anstieg des linearen Abschnittes der unkorrigierten Kurve entspricht.

#### 3 MESS-ANLAGE

Für die experimentelle Bestimmung der WLF stand dieselbe Anlage zur Verfügung, mit der LORENZ (14) 1968 schon derartige Messungen durchführte.

Wie aus den theoretischen Erörterungen zu ersehen ist, werden die <u>Temperatur-Messungen</u> in der Heiz-Sonde oder in ihrer unmittelbaren Nähe vorgenommen. Es sind Temperatur-Meßelemente von geringen Ausmaßen erforderlich, die Punktmessungen (Stirnflächen-Effekte!) gestatten. Gut geeignet sind Thermoelemente (siehe LORENZ, 14) die auch von anderen Autoren verwendet werden (DE VRIES, 6, VAN DER HELD and VAN DRUNEN,17, KOITZSCH,12, GOLOVANOV, 9, DE JAGER and CHARLES-EDWARDS, 5, PENNYPACKER et al., 15). Hier kommen Miniatur-Mantel-Thermoelemente "Thermocoax" der FA. PHILIPS vom Typ 2 AB Ac o5 zum Einsatz. Die Thermospannungen (41 V/<sup>O</sup>C) werden von einem KEITHLEY-Milli-Micro-Voltmeter, Modell 149 aufgenommen, das als Verstärker vor einen X-Y-Schreiber der HOUSTON OMNIGRAPHIC CORP., Modell HR-98, geschaltet ist.

D<sub>i</sub>e <u>Zeit-Messung</u> erfolgt ebenfalls über den Schreiber durch den in der Zeiteinheit konstanten Vorschub auf der Abszisse.

Die Energie für die elektrische <u>Beheizung</u> der Sonde wird von einem Gleichrichter abgenommen und über einen Niederspannungs-Konstanthalter dosiert.

#### 4 <u>UNTERSUCHUNGEN ZUM SONDEN-</u> <u>TYPUS</u>

#### 4.1 SONDENTYP I (nach LORENZ)

Der Aufbau dieser Heiz-Meß-Sonden wurde von LORENZ (14) vorgeschlagen und weicht von der Konstruktion der bis dahin eingesetzten Sonden insofern ab, als der Temperatur-Meßpunkt von der Sondenachse in den Sondenmantel verlegt ist. Dadurch sollen die unbekannten Wärme-Übergangs-Widerstände innerhalb der Sonde (Heizdraht → Epoxyd-Harz → Sondenmantel, siehe Punkt 4.1.1 und Abb. 1) ausgeschaltet werden, so daß die Sonden-Oberfläche als Wärmequelle angesehen werden kann. LORENZ (14) hoffte, auf diese Weise die Empfindlichkeit der Meß-Anordnung soweit erhöhen zu können, daß brauchbare Wassergehalts-Bestimmungen auch im Bereich hoher Bodenfeuchte möglich würden, der sich für derartige Untersuchungen als besonders problematisch erwiesen hatte (LORENZ, 14, KOITZSCH, 13).

#### 4.1.1 Sonde mit 4 mm Durchmesser

Für erste Messungen der WLF konnte dieselbe Sonde benutzt werden, mit der LORENZ (14) bereits einige Versuche zur WLF-Bestimmung in Flüssigkeiten und Böden durchführte. Abb. 1 zeigt die Konstruktion dieser Heiz-Meß-Sonde. Die Länge beträgt 100 mm, der Durchmesser 4 mm; die Temperatur-Meßstelle des Thermoelementes ist in den Sondenmantel (Messinghülse) eingesetzt. Der zwischen Mantel und Manganin-Heizdraht verbleibende Hohlraum ist mit Epoxyd-Harz ausgefüllt.



#### 4.1.1.1 Testmessungen in Flüssigkeiten

Zur Überprüfung der neu zusammengestellten Meß-Anlage wurden Testmessungen in Flüssigkeiten bekannter WLF durchgeführt. Es war naheliegend, Wasser und Glycerin zu wählen, da hierfür bereits Ergebnisse von Messungen mit dieser Sonde vorliegen und ein direkter Vergleich möglich ist.

Bei der Auswertung der Test-Messungen ergibt sich folgendes Bild: Werden die während der Aufheiz-Phase gemessenen Temperatur-Erhöhungen gegen log t aufgetragen, verläuft der Graph von log t = f (T) nicht geradlinig, wie es nach Gleichung (4) zu erwarten ist. Er beschreibt vielmehr eine Kurve mit positiver, allmählich abnehmender Steigung und geht für den Bereich t >20 sec in eine Gerade über. Nach 40 - 50 Sekunden steigt die Kurve stark an, d.h. bei einer Aufheiz-Dauer, die über diese Zeitgrenze hinweggeht, werden kaum noch Temperatur-Erhöhungen registriert, da hier schon Konvektion einsetzt und neben der Wärmeleitung auch Wärmetransport stattfindet.

> 4.1.1.1.1 Zeit-Korrektur-Faktor

Um aus den Anfangsabschnitten der Zeit-Temperatur-Kurven die Wärmeleitzahlen berechnen zu können –die Vorteile wurden bereits im Punkt 2.2 erwähnt-,kann auf die Einbeziehung des Zeit-Korrektur-Gliedes t<sub>o</sub> nicht verzichtet werden.

Abb.2a zeigt die graphische Ermittlung des t<sub>o</sub>-Faktors, Abb.2b die ursprüngliche und die mit t<sub>o</sub> korrigierte Zeit-Temperatur-Kurve im halblogarithmischen Koordinaten-



system für eine Messung in Wasser. Die Bestätigung für eine korrekte Ermittlung der  $t_o$ -Werte ergibt die graphische Überprüfung: Die korrigierte Zeit-Temperatur-Kurve von log (t +  $t_o$ ) = f (T) muß einen geradlinigen Verlauf nehmen, wie es beim ausgewählten Beispiel in Abb. 2 b der Fall ist.

Bei einem zu großen  $t_0$ -Wert erhält man eine Kurve mit entgegengesetzter Krümmung, ist  $t_0$  zu klein, wird die Krümmung der ursprünglichen Kurve lediglich abgeschwächt.

Mehrere Überprüfungen ergaben einheitlich, daß folgende t\_-Faktoren einzusetzen sind:

> 5,5 für Wasser 11,0 für Glycerin.

t ist unabhängig von der Heizleistung, ändert sich jedoch mit zu- oder abnehmender WLF des Meßmediums.

4.1.1.1.2 Ergebnisse und Schlußfolgerungen

Einige Ergebnisse der Kontroll-Messungen in Wasser und Glycerin werden in Tab. 1 vorgestellt. Erwartungsgemäß ist kein Einfluß von unterschiedlichen elektrischen Heizleistungen auf die berechneten WLF-Koeffizienten zu erkennen.

Die Reproduzierbarkeit der Meßergebnisse ist zufriedenstellend: Die  $\lambda$ -Werte von 40 Messungen in Glycerin streuen innerhalb der Grenzen  $\pm 2,5 \cdot 10^{-5}$  um das Mittel 90,6  $\cdot 10^{-5}$  cal/cm·sec .°C; für Wasser beträgt die Schwankungsbreite  $\pm 4 \cdot 10^{-5}$  bei einem Mittelwert von 182,7 cal/cm·sec .°C. Die größere Streuung bei Messungen in Wasser ist zum einen auf die geringere Viskosität zurückzuführen; auch bei nur 30 Sekunden Meßzeit können Tab. 1: λ-Werte von Wasser und Glycerin, ermittelt unter Verwendung selbst bestimmter (x)) und von LORENZ angegebener (xx)) t<sub>o</sub>-Korrekturwerte.
+) von LORENZ angegebene λ-Werte.

	1		2		3			
					nach LOR	ENZ		
WA	SSER		GLYCE	RIN	WASSER			
Heizleistung	λ.	10 <sup>5</sup>	Heizleistung	$\lambda \cdot 10^5$	Heizleistung	λ·10 <sup>5</sup>		
in Watt	t <sub>o</sub> =5,5	t <sub>o</sub> =9,2	in Watt	t <sub>o</sub> =11,0	in Watt	t <sub>o</sub> =9,2		
0,187	184	148	0,242	90	0,158	146		
0,246	181	146	0,266	91	0,237	142		
0,258	185	149	0,282	90	0,282	146		
0,288	182	147	0,291	90	0,385	143		
0,392	176	141	0,348	91	0,459	143		
0,427	180	144	0,434	91	0,588	145		
	x)	<b>xx</b> )		x)	I	+)		

16

Т

Strömungen nicht ausgeschlossen werden. Zum anderen ist unter sonst gleichen Bedingungen (Heizleistung und -zeit) die Temperaturerhöhung der Sonde in Wasser mit seiner größeren WLF geringer als in Glycerin, so daß die Auflösungsgrenze der Meßinstrumente bei der Temperatur-Messung in Verbindung mit der Ablesegenauigkeit keine exaktere Bestimmung der WLF-Koeffizienten zuläßt.

In Tab. 1 sind auch einige von LORENZ (14) veröffentlichte Meßergebnisse zum Vergleich aufgeführt. Diese Zahlen stimmen sehr gut mit den in der Literatur angegebenen Wärme-Leitfähigkeiten von Wasser und Glycerin überein (D`ANS-LAX,3). Die eigenen Ergebnisse liegen etwa um das 1,25-fache über diesen Werten.

Der Arbeit von LORENZ (14) ist zu entnehmen, daß in die Berechnungen der WLF von Wasser ein Zeit-Korrektur-Glied von 9,2 eingeht. Anhand von Arbeitsunterlagen und Manuskripten, die uns freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurden, konnten für mehrere Messungen sowohl in Wasser als auch in Glycerin aus den aufgenommenen Zeit-Temperatur-Kurven Auswertungen und Berechnungen der WLF-Koeffizienten vorgenommen werden. In Übereinstimmung mit den eigenen Versuchen wurden auch hier Korrekturwerte von 5,5 und 11,0 für Wasser bzw. Glycerin ermittelt.

In mehreren Fällen konnten exakt die gleichen Versuchs-Bedingungen wie bei LORENZ (14) hergestellt werden (Heizleistung, Ausgangstemperatur, Sonde, Meß-Apparatur, Meßmedium); es wurden Kurven aufgezeichnet, die völlig deckungsgleich waren mit den uns vorliegenden Registrierkurven. Sowohl die graphische Ermittlung als auch die rechnerische Bestimmung der Regressionsgeraden (siehe Abb. 2 a) ergeben eindeutig t -Werte von 5,5 und 11,0. Das bestätigt sich auch bei der graphischen Überprüfung: Die mit t korrigierte Kurve der Funktion Int = f (T) hat einen geradlinigen Verlauf. Werden jedoch zu den einzelnen Zeitpunkten 9,2 Sekunden addiert, wie es bei LORENZ (14) der Fall ist, so ergibt sich eine Kurve mit einer Krümmung, die derjenigen der ursprünglichen Kurve entgegengesetzt ist.

Bei der Berechnung von  $\lambda$  wirkt sich ein größerer t-Wert verkleinernd auf  $\Delta$  lnt und somit auf  $\lambda$  aus. Geht statt 5,5 der Wert 9,2 in die Rechnung ein, werden aus den eigenen Messungen etwa die gleichen Wärmeleitfähigkeiten für Wasser berechnet, wie sie von LORENZ (14) angegeben werden (siehe Tab.1, Spalte 3). Welcher t -Wert von LORENZ (14) bei den  $\lambda$ -Berechnungen für Glycerin angenommen wurde, war anhand der vorhandenen Unterlagen nicht mehr zu ermitteln.

Die Abweichungen der eigenen Ergebnisse von denen, die LORENZ (14) mit derselben Sonde unter gleichen Bedingungen erzielte, sind eindeutig auf unterschiedlich große Zeit-Korrektur-Faktoren zurückzuführen. Ungeklärt bleibt dagegen die Diskrepanz zwischen den in der Literatur zu findenden WLF-Koeffizienten der Testflüssigkeiten und unseren Meßwerten. Möglicherweise wird eine konstante Größe in der Versuchsanordnung nicht erfaßt, worauf diese Abweichungen im Endergebnis der Berechnungen zurückzuführen sind.

Da die Thermosonden in erster Linie zur Feuchtebestimmung in Böden eingesetzt werden sollen, ist es letztlich nicht notwendig, den absoluten Wert der WLF zu bestimmen, denn das Maß der Änderung dieser Größe soll als Parameter für den Wassergehalt von Böden herangezogen werden. Dazu sind in jedem Fall Eich-Messungen erforderlich. Wichtiger erscheint uns die Lösung der Probleme, die bei der Anwendung des von VAN DER HELD and VAN DRUNEN (17) eingeführten Zeit-Korrektur-Faktors auftreten. In Übereinstimmung mit ihren Ergebnissen von Messungen in einer größeren Anzahl von Flüssigkeiten (Säuren, org. Lösungen u.a.) konnte eine Abhängigkeit der Größe dieses Korrektur-Gliedes von der WLF des Meßmediums festgestellt werden.

Für kontinuierliche Feuchtebestimmungen in Böden bedeutet das eine fortwährende Änderung des t<sub>o</sub>-Faktors, da sich die WLF des Bodens mit wechselnden Wassergehalten ändert. Aus Tab. 1 ist ersichtlich, wie groß der Einfluß der Zeit-Korrektur auf das Berechnungsergebnis ist. Demnach müßte für jede Messung in Böden der t<sub>o</sub>-Wert neu bestimmt werden, was einen hohen Zeitaufwand bei der Auswertung kosten würde, insbesondere beim Einsatz mehrerer Sonden. Unsere Überlegungen gingen nun dahin, durch eine veränderte Konstruktion der Thermosonden ihre kapazitätsbedingte Ansprechzeit soweit zu verkürzen, daß eine Korrektur auch für die ersten Sekunden der Heizphase nicht mehr erforderlich bzw. zu vernachlässigen ist. Dazu mußten die neuen Sonden möglichst dünn sein und dennoch die für den Einsatz in Böden notwendige Stabilität besitzen. Die Lage des Temperatur-Meßpunktes im Sondenmantel sollte beibehalten werden, um die Wärmeübergangs-Widerstände im Sondeninnern auszuschalten.

#### 4.1.2 Sonden mit 1.3 mm Durchmesser

Der Bau von Thermosonden mit einem Durchmesser von weniger als 4 mm war uns mit den zur Verfügung stehenden Mitteln nicht möglich; der Grund lag in erster Linie in dem Problem, den Meßpunkt des Thermoelementes in dem Sondenmantel mit dem geringen Radius zu fixieren. Zudem hofften wir, daß bei industrieller Fertigung die Sonden untereinander gleiche thermische Eigenschaften haben würden und ein direkter Vergleich der Meßdaten mehrerer Sonden möglich würde. Die Firma PHILIPS ELEKTRONIK INDUSTRIE GMBH lieferte zunächst zwei Prototypen, die nach unseren Konstruktionsvorschlägen hergestellt wurden.

#### 4.1.2.1 Konstruktion der Thermosonden

Das Grundkonzept der 4 mm - Sonde wurde beibehalten; bei gleicher Länge von 100 mm konnte der Durchmesser auf 1,3 mm reduziert werden. Im Innern der Thermosonde wurde statt eines Heiz-Wendels aus Manganin-Draht ein glatter Miniatur-Heizleiter der FA. PHILIPS vom Typ 2 NC Ac o5 gewählt, der mit der Sondenspitze verschweißt wurde, so daß der Sondenmantel als Rückleiter für den Heizstrom diente. Die Temperaturmessung erfolgte auch bei diesen Sonden punktförmig an der Einschweißstelle der Thermoelemente im Sondenmantel.

4.1.2.2 Testmessungen in Flüssigkeiten

Es wurden wiederum Messungen in Wasser und Glycerin vorgenommen, um die Auswirkungen der modifizierten Sondenkonstruktion im direkten Vergleich mit der 4 mm-Sonde erfassen zu können.

#### 4.1.2.2.1 Zeit-Korrektur-Faktor

Durch den kleineren Radius der Sonden wird die Wärmekapazität und damit auch die Ansprechverzögerung gegenüber der 4 mm – Sonde erheblich herabgesetzt. Die t<sub>o</sub>-Werte verringern sich auf 0,55 für Wasser und 1,0 für Glycerin; diese Korrektur-Faktoren gelten für beide Thermosonden.

In Übereinstimmung mit den vorangegangenen Versuchen nimmt t<sub>o</sub> mit steigender WLF ab. Nach den Ergebnissen von LORENZ (14) liegt die WLF von Böden bei 200 bis 400 · 10<sup>-5</sup> cal/cm·sec·<sup>O</sup>C·. Daher ist zu vermuten, daß der Zeit-Korrektur-Faktor hier gegen Null geht bzw. vernachlässigbar gering wird (siehe auch DE VRIES, 6).

> 4.1.2.2.2 Meßdauer und Meßzeitintervall

Aus der Bestimmungsgleichung (7) für den WLF-Koeffizienten  $\lambda$  geht hervor, daß die Beziehung zwischen der Temperatur-Erhöhung und dem nat. Logarithmus der Zeit linear ist. Demnach dürfte weder die Länge noch die Lage des Zeitintervalls, d.h. der zeitliche Abstand vom Beginn der Aufheizung, einen Einfluß auf das Berechnungsergebnis der WLF-Messung haben.

In Tab. 2 sind  $\lambda$ -Werte angegeben für unterschiedlich lange Zeitintervalle mit den Anfangs-Zeitpunkten 1 sec und 5 sec nach Beginn der Aufheizung. Die Berechnungen wurden mit und ohne Zeit-Korrektur durchgeführt; die Messungen erfolgten in Wasser mit einer der beiden 1,3 mm - Sonden.

Aufgrund dieses Berechnungsbeispiels können folgende Aussagen getroffen werden:

Die <u>maximale Meßdauer</u> sollte nicht mehr als 30 bis 35 Sekunden betragen. Für länger andauernde Meßzeiten werden stark ansteigende  $\lambda$ -Werte berechnet, da zusätzlicher Wärmetransport durch Konvektion einsetzt.

Wenn unter Punkt 4.1.1.1 eine Zeitspanne von 40 bis 50 Sekunden angegeben wird, so ist damit der Grenzbereich gemeint, der an dem Abknicken der halblogarithmischen Zeit-Temperatur-Kurve optisch deutlich zu erkennen ist. Bei der numerischen Betrachtung ist dieser Zeitpunkt wesentlich genauer bestimmbar. Die maximale Meßdauer wird auch durch die geringere Wärmekapazität der Sonde verkürzt, da bei gleicher spezifischer Heizleistung ein gleich hoher Temperaturanstieg nach einer kürzeren Zeitspanne gemessen wird als bei der 4 mm - Sonde.

Diese Angaben gelten nur für Messungen in Wasser und für die hier gewählten Heizleistungen bis ca. 0,8 Watt.

Der <u>Beginn der Messungen</u> sollte aus den bereits mehrfach erwähnten Gründen möglichst früh nach dem Einschalten der Heizung erfolgen. In dem Berechnungsbeispiel in Tab. 2 wurden als Anfangszeitpunkte t<sub>1</sub> der unterschiedlich langen Meßzeit-Intervalle 1 sec und 5 sec nach Meßbeginn gewählt.

Für  $t_0 = 0$  und  $t_1 = 1$  (siehe Tab. 2, Spalte 1) sinken die

Tab. 2:  $\lambda$ -Werte, ermittelt aus verschiedenen Meß-Intervallen (1-...sec und 5-...sec) ohne und mit Anwendung des Korrektur-Gliedes t<sub>o</sub>.

	t <sub>o</sub> =	0	a ta ang s	t <sub>o</sub> = 0,55							
t <sub>1→t2</sub>	<b>λ</b> .10 <sup>5</sup>	t <sub>1→t2</sub>	<b>λ</b> ·10 <sup>5</sup>	t <sub>1→t2</sub>	<b>λ</b> ·10 <sup>5</sup>	t <sub>1</sub> →t <sub>2</sub>	<b>λ</b> ·10 <sup>5</sup>				
$ \begin{array}{rrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrr$	252 239 227 223 220 214 212	5 - 10 5 - 15 5 - 18	207 204 201	$ \begin{array}{rrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrrr$	183 188 184 187 185 186 187	5 - 10 5 - 15 5 - 18	186 187 186				
1 - 20 1 - 25 1 - 30 1 - 35 1 - 40	210 212 215 219 226	5 - 20 5 - 25 5 - 30 5 - 35 5 - 40	202 201 203 207 215	1 - 20 1 - 25 1 - 30 1 - 35 1 - 40	186 185 188 195 209	5 - 20 5 - 25 5 - 30 5 - 35 5 - 40	186 185 187 196 207				

- 22 -

 $\lambda$ -Werte mit zunehmender Länge der Meßzeit, d.h. die Steigung der Sekanten durch t<sub>1</sub> und t<sub>2</sub> nimmt ab. Damit kann auch rechnerisch die Abweichung des Graphen lnt = f (T) von einer Geraden nachgewiesen werden.

Die Zahlenfolge für  $t_1 = 5$  läßt vermuten, daß nach etwa 5 Sekunden bereits der lineare Abschnitt der Kurve erreicht wird; die geringfügige Streuung der Ergebnisse kann mit den Meßfehlern erklärt werden.

Bei Berücksichtiqung des  $t_0$ -Faktors von 0,55 berechnen sich für alle Meßzeit-Intervalle mit  $t_2 < 35$  sec (ohne Konvektion!) sowohl für  $t_1 = 1$  als auch für  $t_1 = 5$  WLF-Koeffizienten, die lediglich innerhalb der Fehlergrenzen schwanken. Wird der Anfangszeitpunkt der Meßstrecke auf 1 sec nach Meßbeginn gesetzt, sind die Streuungen der  $\lambda$ -Werte allerdings relativ groß; das trifft insbesondere für die kurzzeitigen Intervalle zu, weil der Ablesefehler bei der Temperaturbestimmung in den ersten Sekunden aufgrund des sehr steilen Anstiegs der vom Schreiber aufgezeichneten Temperatur-Zeit-Kurve größer ist als für spätere Zeitpunkte. Daher wurde für alle weiteren Messungen als Anfangszeitpunkt 5 Sekunden nach Einschalten der Heizung gewählt.

Der Endzeitpunkt der Messungen wurde auf 15 Sekunden festgelegt. In einer Reihe von Berechnungen, von denen ein Beispiel in Tab. 2 wiedergegeben ist, erwies sich der Meßbereich von 5 bis 15 Sekunden als optimal, da für dieses Zeitintervall die Streuung der  $\lambda$ -Werte minimal war.

> 4.1.2.2.3 Meßergebnisse und Sondenvergleich

Die WFL-Koeffizienten, die mit den zwei Thermosonden mit 1,3 mm Durchmesser ermittelt wurden, differieren untereinander und weichen auch von den aus der Literatur bekannten WLF ab. Die Mittelwerte betrugen für Wasser  $189 \cdot 10^{-5}$  und  $266 \cdot 10^{-5}$ , für Glycerin 96,8  $\cdot 10^{-5}$  bzw.  $119 \cdot 10^{-5}$ cal/cm·sec  $\cdot^{\circ}$ C.

Diese Ergebnisse lassen vermuten, daß die Abweichungen eine sondenspezifische Ursache haben und der Grund nicht, wie vorher angenommen wurde, bei der übrigen Meß-Anlage zu suchen ist. Die Erwartung, daß mehrere Thermosonden dieser einfachen Konstruktion bei industrieller Anfertigung gleiche Ergebnisse liefern würden, konnte nicht erfüllt werden. Für die Differenzen zwischen den beiden Prototypen bieten sich unseres Erachtens nur zwei Erklärungs-Möglichkeiten:

1. Die Temperatur-Meßstellen der Thermoelemente sind ungenügend exakt im Sondenmantel fixiert. Bei der Betrachtung der Thermopunkte unter einem Mikroskop zeigte sich, daß ein Thermoelement geringfügig unter der Sondenoberfläche lag und Schweiß- oder Lötmaterial auflag , das mit dem Mantel plangeschliffen war. Beim Einsatz dieser Sonde gehen die WLF dieses Überzugs und zusätzliche Wärme-Übergangswiderstände in die Messungen ein. Bei der zweiten Sonde lag das Thermoelement nach außen hin frei und schloß mit der Oberfläche der Sonde ab. Die Fixierung war kreisförmig und seitlich zwischen Meßpunkt und Mantel vorgenommen worden.

2. Statt eines Wendels aus Heizdraht wurde bei diesen Sonden ein gerader Heizleiter verwendet. In dem Fall ist die Lage von Thermoelement und Heizleiter zueinander innerhalb der Sonde nicht zu kontrollieren; eine unterschiedliche räumliche Anordnung und Verschiebungen gegeneinander sind denkbar. Dieses sind aber lediglich Vermutungen, die nur durch Zerstörung der Sonden bestätigt werden können.

#### 4.1.2.3 Testmessungen in Böden

Es wurden Testmessungen in homogenisiertem, eingeschlämmtem Löß-C-Horizont-Material zur Überprüfung der Meßempfindlichkeit im Boden und der Reproduzierbarkeit der Ergebnisse vorgenommen. Es konnten jedoch nur einige Probemessungen durchgeführt werden, da im Kontakt mit der Bodenlösung schon nach kurzer Zeit Korrosionsschäden an den Einschweißstellen der Thermoelemente auftraten; dadurch wurden die Thermosonden unbrauchbar. Trotz der geringen Anzahl der Messungen können folgende Feststellungen getroffen werden:

Verbleiben die Sonden an ein und derselben Einstichstelle im Boden, ist die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse bei wiederholten Messungen ähnlich gut wie bei den Testversuchen in Flüssigkeiten. Wird an verschiedenen Einstichstellen desselben Mediums gemessen, ist die Streuung der berechneten WLF-Koeffizienten erheblich. Die großen Schwankungen der  $\lambda$ -Werte müssen auf unterschiedlich guten Kontakt zwischen Sonde und Boden zurückgeführt werden, da die Messungen in sehr homogenem Bodenmaterial durchgeführt wurden. Da sich das Thermoelement an einem winzigen Punkt im Sondenmantel befindet, müssen sich geringfügige Veränderungen im Kontakt (z.B. durch leichtes Verdrehen oder Verkanten der Sonde) sehr stark auf die ermittelten Leitfähigkeitswerte auswirken (KOITZSCH, 13).

Bodenfeuchtebestimmungen, bei denen mehrere Einstiche an verschiedenen Stellen erforderlich sind, können mit diesen Sonden, bei denen die Temperaturmessung punktförmig im Mantel erfolgt, nur mit unbefriedigenden Resultaten durchgeführt werden.

Sowohl diese Ergebnisse als auch die Tatsache, daß sich Auflösungserscheinungen an den Sonden zeigten und sie sich deshalb für Messungen in Böden als unzulänglich erwiesen, veranlaßten uns, weitere Konstruktionsveränderungen im Sondenbau vorzunehmen.

#### 4.2 SONDENTYP II

Die Konstruktion des Sondentyps II unterscheidet sich von der des Typs I (Vergleich Abb. 3) im wesentlichen dadurch, daß der Temperatur-Meßpunkt vom Sondenmantel in das Innere der Heizsonde und zwar in die Sondenachse verlegt wird. Neben der Verhinderung einer Lötstellen-Korrosion soll dadurch zugleich der wirksame Temperatur-Meßbezirk vergrößert werden. Bei einer peripheren Lage des kleinen Thermoelements im Sondenmantel wird die Streuung der Meßwerte sehr stark dadurch bestimmt, daß das Thermoelement einmal in Kontakt mit einer größeren Luftpore, einmal in Kontakt mit wasserumhüllten Mineral-Körnern stehen kann. Dadurch kommt es bei der Messung zu einer zu starken Auflösung des Meßfeldes nach seinen kleinräumlichen Inhomogenitäten. Bei einer zentralen Lage des Meßfühlers würde sich dagegen die punktuelle Inhomogenität der Wärmeableitung weniger bemerkbar machen. da der Meßwert einen Summenwert des gesamten Mantelquerschnittes der Sonde auf Höhe des Thermoelementes darstellt.



Abb. 3 Sondentyp I und II

Durch die konstruktionsbedingte technische Vereinfachung wurde es möglich, die Sonden selbst herzustellen. Im folgenden Abschnitt wird eine kurze Beschreibung der einzelnen Schritte bei der Weiterentwicklung und dem Bau der Thermosonden gegeben.

#### 4.2.1 Bau der Sonden

Als Sondenmantel wurden Kanülen aus V<sub>2</sub>A-Stahl gewählt. Bei Verwendung dieses Materials steht nicht zu befürchten, daß die Sonden selbst bei längerer Verweildauer im Boden durch Korrosion in ihrer Funktion beeinträchtigt werden. Ein weiterer Vorteil liegt in der guten Stabilität trotz der geringen Wandstärke von nur 0,2 bis 0,25 mm. Um der Idealvorstellung eines zylindrischen Wärmeausbreitungs-Feldes noch näher zu kommen, wurden 15 cm lange Kanülen verwendet, in deren Mitte das Thermoelement mit 7 cm langer Thermocoax-Zuleitung plaziert wurde. Bei der Wahl des Heizdrahtes wurde wieder auf Manganin-Widerstandsdraht zurückgegriffen, der zweifach - mit Lack und Seide - isoliert ist. Aus dem Heizdraht wurde ein 15 cm langer Wendel um einen 0,5 mm starken Draht (= Durchmesser des Thermoelementes) gewickelt. Diese "Seele" wurde später am oberen Ende durch das Thermoelement und am unteren durch einen 8 cm langen toten Heizleiter ersetzt. Da dieser Heizleiter etwa aus den gleichen Materialien besteht wie der Thermofühler und demnach ähnliche thermische Eigenschaften besitzt, kann auf diese Weise ein weitgehend homogenes Temperaturfeld innerhalb der Sonde gewährleistet werden.

Zunächst wurde eine Thermosonde von <u>2,5 mm</u> Durchmesser gebaut. Aus dem 0,23 mm starken Manganin-Draht wurde ein einfacher Wendel gewickelt und das Ende zwischen Kanülenwandung und Heizung glatt nach oben zurückgeführt. Dadurch wurde jedoch verhindert, daß der Temperatur-Meßpunkt genau in die Sondenachse gelegt werden konnte. Der in der Kanüle verbleibende Hohlraum wurde mit Aluminium-Oxid-Pulver aufgefüllt



und an den Enden mit Epoxyd-Harz vergossen.

Die zweite Sonde hatte einen Durchmesser von <u>2,0 mm</u>. Der Heizdraht von 0,2 mm Stärke wurde in diesem Fall doppelt gewendelt, so daß das Thermoelement exakt in der Sondenachse fixiert werden konnte. Als Füllmaterial wurde wie bei der 4 mm - Sonde von LORENZ (14) Epoxyd-Harz verwendet.

Schließlich wurde noch eine Thermosonde mit nur <u>1,5 mm</u> Außen- und ca. 1,1 mm Innendurchmesser hergestellt. Zur Aufheizung wurde ein Manganin-Widerstandsdraht von o,09 mm Stärke und 72,9  $\Omega$ /m verwendet. Um auch bei einer dichten Wicklung einen Heiz-Widerstand zu erhalten, der in der Größenordnung von 20 - 25 $\Omega$  wie bei den übrigen Sonden lag, wurden nebeneinander je zwei Drähte doppelt gewendelt und parallel geschaltet. Vor dem Einbau in die Kanüle wurde diese mit Silicon-Wärmeleitpaste KF-400 der FA. SEIFERT-ELEKTRONIK, ENNEPETAL gefüllt; die überschüssige Paste wurde beim Zusammensetzen der Sonde herausgedrückt. Das untere Ende der Kanüle wurde verlötet, die obere Öffnung mit den Ein- und Ausgängen für den Heiz- und Temperatur-Meß-Kreis mit Epoxyd-Harz verklebt (siehe Abb.4).

#### 4.2.2 Ergebnisse der Testmessungen und Sondenvergleich

Mit den drei vorher beschriebenen Sonden des TypsII wurden ebenfalls Messungen in Wasser vorgenommen.

Der Vergleich der Ergebnisse der Sondentypen I und II (siehe Abb. 5a) zeigt, daß die Verlegung des Temperatur-Meßpunktes in die Sondenachse einen entscheidenden Einfluß auf den Verlauf der Zeit-Temperatur-Kurve hat.

Mit Typ I wird der Temperatur-Anstieg mit einer zeitlichen

Verzögerung registriert, da zunächst die Wärmekapazität der Sonde zum Teil abgesättigt wird. Mit Typ II wird der Wärmestau innerhalb der Sonde miterfaßt, so daß für die ersten Sekunden nach Heizbeginn eine sehr große Temperatur-Erhöhung aufgezeichnet wird, die sich nach dem Wärmeübergang von der Sonde auf das Meßmedium sehr schnell abbaut.

Bei der Übertragung der Meßwerte in ein halblogarithmisches Koordinatensystem (Abb. 6b) zeigt sich, daß die Kurven von log t = f (T) im Anfangsabschnitt mit entgegengesetzter Krümmung verlaufen. Für die Zeit-Korrektur  $t_0$  bedeutet dies eine Umkehrung des Vorzeichens; es muß ein fixer Zeitbetrag subtrahiert und die Kurve vertikal nach unten verschoben werden.

VAN DER HELD and VAN DRUNEN (17) führten Messungen der WLF von Flüssigkeiten mit einer Meß-Apparatur durch, die vom Arbeitsprinzip her dem Sondentyp II sehr ähnlich ist; hier werden für die Zeit-Korrektur ebenfalls negative t<sub>o</sub>-Werte bestimmt.

Die Auswirkungen der unterschiedlich großen Durchmesser der Sonden vom Typ II auf den Kurvenverlauf und die Größe der  $t_o$ -Faktoren sind aus den Darstellungen in Abb. 6a und 6b ersichtlich. Je größer der Durchmesser und die Wärmekapazität der Thermosonden sind, umso steiler ist der Temperatur-Anstieg zu Beginn der Messung; das bedeutet auch eine stärkere Krümmung für den ersten Abschnitt der Graphen log t = f (T) und eine größere Zeit-Korrektur. Für die drei Sonden wurden die  $t_o$ -Werte -3, -2 bzw. -0,3 bestimmt.

Die geringe Differenz zwischen den t<sub>o</sub>-Werten für die Sonden mit 2,5 und 2,0 mm Durchmesser ist wahrscheinlich auf die geringere WLF des Epoxyd-Harzes gegenüber dem Aluminium-Oxid-Pulver zurückzuführen, so daß ein großer Teil der positiven Wirkung des geringeren Durchmessers der Sonde wieder kompensiert wird.






Einen guten Wärmeübergang vom Heizdraht auf den Sondenmantel bewirkt die Wärmeleitpaste, die in der 1,5 mm -Sonde verwendet wird. Dadurch kann die t<sub>o</sub>-Korrektur auf -o,3 herabgesetzt werden. Dieser geringe Wert kann vernachlässigt werden, insbesondere dann, wenn das Meßzeit-Intervall erst mit der 5. Sekunde nach Einschalten der Heizung beginnt, da zu diesem Zeitpunkt bereits die Linearität der halblogarithmischen Auswertungskurve erreicht ist.

Da die Ergebnisse, die mit der 1,5 mm - Sonde erzielt wurden, unseren Erwartungen am ehesten entsprachen, wurden noch weitere neun Sonden gleicher Konstruktion hergestellt. Mit jeder der zehn Sonden wurden sowohl in Wasser als auch in Glycerin mindestens je sechs WLF-Messungen vorgenommen, die folgende Ergebnisse lieferten:

Die maximale Streuung der Ergebnisse der einzelnen Sonden wurde für Wasser mit s =  $\frac{+}{2}$  4,1 und für Glycerin mit s =  $\frac{+}{2}$  4,9 berechnet; das Mittel der Streuungen für alle zehn Sonden beträgt  $\overline{s}$  =  $\frac{+}{2}$  3,08. Diese Zahlen können als Maß für die Meßgenauigkeit der gesamten Anlage angesehen werden; denn Kontaktmängel, die bei Messungen in Festkörpern die Ergebnisse verfälschen können, sind für die WLF-Bestimmung in Flüssigkeiten auszuschließen.

Beim Vergleich der zehn Sonden untereinander wurde eine Streuung der zehn Durchschnittswerte von s =  $\frac{+}{-}$  3,12 für Wasser und s =  $\frac{+}{-}$ 2,96 für Glycerin bestimmt. Damit sind die Abweichungen der Mittelwerte der zehn Thermosonden voneinander geringer als die durchschnittliche Streuung der Einzelwerte. Es erscheint uns daher gerechtfertigt, die Ergebnisse, die mit mehreren Sonden gemessen werden, ohne zusätzliche Korrektur direkt miteinander zu vergleichen.

Die Mittelwerte aller Meßergebnisse der zehn 1,5 mm – Sonden sind 185,6  $\cdot$  10<sup>-5</sup> für Wasser und 95,3  $\cdot$  10<sup>-5</sup> cal/cm·sec.<sup>O</sup>C

Bei der Betrachtung aller bis zu diesem Zeitpunkt gemessenen WLF-Koeffizienten zeigen mit Ausnahme einer der beiden 1.3 mm - PHILIPS-Sonden vom Typ I alle übrigen zum Einsatz gebrachten Thermosonden eine sehr gute Übereinstimmung, die jedoch ausnahmslos über den Wärmeleitzahlen liegen, die von anderen Autoren angegeben werden (D'ANS-LAX, 4, VAN DER HELD and VAN DRUNEN, 17, SCHMIDT und SELLSCHOPP, Zit. nach 17). Dadurch wird die Vermutung bekräftigt, daß eine konstante Größe innerhalb der Meßanlage nicht erfaßt wird, wie schon nach der Auswertung der ersten Messungen mit der 4 mm - Sonde unter Punkt 4.1.1.1.2 geäußert wurde. Nach den letzten Versuchsergebnissen erscheint es sehr unwahrscheinlich, daß die Abweichungen der hier gemessenen  $\lambda$ -Werte auf eine sondenspezifische Größe zurückzuführen sind. Denn bei Verwendung so verschiedenartiger Materialien als Füllsubstanz innerhalb des Sondenmantels wie Aluminium-Oxid-Pulver. Epoxyd-Harz und Wärmeleitpaste und bei solch gravierenden Konstruktionsunterschieden, wie sie zwischen Typ I und Typ II bestehen, ist anzunehmen, daß sich unterschiedlich große "Sonden-Faktoren" ergäben, falls der Grund für die Fehlbestimmung der WLF-Koeffizienten tatsächlich bei den Thermosonden selbst zu suchen ist.

Die Auswirkungen des mehrfach modifizierten Sondenaufbaus auf den Verlauf der Temperatur-Zeit-Kurve werden offensichtlich voll vom Zeit-Korrektur-Faktor erfaßt, da —bis auf eine Ausnahme- mit allen Sonden etwa gleichgroße WLF der Testflüssigkeiten gemessen werden. Durch eine entsprechende Wahl des t<sub>o</sub>-Wertes kann zwar das Berechnungsergebnis beeinflußt werden, wie der Vergleich der eigenen Versuche mit denen von LORENZ (14) zeigt; es wurden jedoch mehrere Möglichkeiten zur Kontrolle der exakten Bestimmung von t<sub>o</sub> herangezogen, so daß auch unter diesem Aspekt keine befriedigende Antwort auf die Frage gegeben werden kann, warum die von uns ermittelten  $\lambda$ -Werte von den in der Literatur für Wasser und Glycerin angegebenen nach oben abweichen.

5	Е	R	М	Ι	Т	т	L	U	Ν	G		V	0	Ν		W	Ä	R	Μ	Е	-	L	Е	I	т	-
	F	Ä	Н	I	G	К	Е	I	т	S	-	W	A	S	S	Е	R	G	Е	Н	A	L	т	S	-	ł,
	В	Е	Z	I	E	н	U	N	G	E	N															

# 5.1 <u>WLF-MESSUNGEN AN MEHREREN "LÖSS" UND "SAND"</u> PROBEN UNTERSCHIEDLICHER WASSERGEHALTE

Um einen generellen Überblick darüber zu bekommen, in welchem Ausmaß sich Änderungen des Wassergehaltes auf die spezifische Wärme-Leitfähigkeit von Böden auswirken, wurde zunächst eine Versuchsreihe an zwei Modell-Böden angesetzt. Damit Struktureffekte ausgeschlossen werden konnten, wurde homogenes Boden-Material gewählt, und zwar tertiärer Sand (1,6 % T, 3,9 % U, 94,5 % S) und Löß aus dem C-Horizont einer Ackerparabraunerde aus jungwürmzeitlichem Löß (20,8 % T, 71,6 % U, 7,6 % S).

Zur WLF-Bestimmung wurde eine 1,5 mm - Sonde vom Typ II benutzt. Um ebenfalls die Reproduzierbarkeit der Meßergebnisse dieser Sonde bei mehreren Einstichen in dasselbe Substrat zu testen, wurden mehrere Proben mit unterschiedlichen Wassergehalten vorbereitet.

#### 5.1.1 Probenaufbereitung und Untersuchungsgang

Das Löß-Material wurde in lufttrockenem Zustand gemahlen, homogenisiert und mit Wasser zu einem zähflüssigen Brei angerührt, der in quaderförmige Gefrierdosen gefüllt wurde (Volumen: 1.250 cm<sup>3</sup>, TRD: 1,59 g/cm<sup>3</sup>, GPV: 40 %). Durch allmähliches Trocknen bei ca. 30<sup>°</sup> C wurden sieben Wassergehaltsstufen zwischen 11 und 29 Vol % eingestellt.

Der Sand wurde trocken eingefüllt (TRD: 1,52 g/cm<sup>3</sup>, GPV: 42,5 %) und auf acht unterschiedliche Wassergehalte zwischen 16 und 31 Vol % gebracht. An jeder Probe erfolgten mindestens vier Einstiche mit je drei Bestimmungen der spezifischen Wärme-Leitfähigkeit $\lambda$ .

# 5.1.2 Ergebnisse

Die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse von Parallelmessungen bei nur einem Einstich in den Boden ist ebenso zufriedenstellend wie bei den Versuchen, die in Flüssigkeiten durchgeführt wurden.

Die Schwankungsbreite der Wärmeleitzahlen, die an mehreren Stellen derselben Probe gemessen wurden, ist beim "Löß"nur geringfügig größer; die durchschnittliche Streuung wurde mit  $\tilde{s} = \frac{+}{3},89$  berechnet mit einem Minimum von  $s = \frac{+}{2},33$  für 11 Vol % und einem Maximum von  $s = \frac{+}{2},6,50$  für 29 Vol % Wassergehalt.

Bei dem grobkörnigen "Sand"sind die Abweichungen zwischen den Einstichen generell größer ( $\bar{s} = \frac{+}{-}9,26$ ) und weisen ebenfalls eine steigende Tendenz mit zunehmendem Wassergehalt auf. Hierfür sind wieder Kontakt-Mängel zwischen Sonde und Boden verantwortlich zu machen, da beim Einstechen der Sonde in die feuchteren Proben mit ihrem geringeren Eindring-Widerstand ein Verkanten leichter möglich ist.

In Abb. 7 sind die WLF-WG-Beziehungen für die Modell-Böden "Löß"und "Sand'dargestellt. Der Verlauf gleicht dem Bild der von LORENZ (14) für ähnliche Substrate gemessenen Kurven. Ebenso wie in Flüssigkeiten werden auch hier vergleichsweise größere WLF-Koeffizienten bestimmt als sie LORENZ (14) ermittelt hatte.



# 5.2 KONTINUIERLICHE WLF-MESSUNGEN AN EINER EINZELNEN \*LÖSS\*- PROBE

In dieser Versuchsreihe wurden fortlaufende WLF-Messungen sowohl im Austrocknungs- als auch im Wiederbefeuchtungsgang an einer einzelnen der vorher beschriebenen "Löß"- Proben durchgeführt, wobei die Sonde im Boden belassen wurde. Dadurch sollten die Unterschiede im Boden-Sonden-Kontakt eliminiert werden, die bei mehreren Einstichen auch bei diesen Sonden auftreten, wenn auch in weit geringerem Ausmaß als bei den 1,3 mm - Sonden des Typ I.

# 5.2.1 Untersuchungsgang

Die Austrocknung erfolgte durch Evaporation bei Zimmertemperatur, die Aufsättigung durch Zugabe von jeweils 2 bis 3 Vol % H<sub>2</sub>O auf die Bodenprobe. Vor den einzelnen Messungen wurde der Boden mit einer Plastikhaube abgedeckt. Zur Einstellung eines Gleichgewichts wurde 1 bis 2 Tage gewartet. Für jede Wassergehalts-Stufe wurden 3 bis 4 Parallelmessungen durchgeführt. Insgesamt wurden ein Sorptionsgang und zwei Desorptionsgänge aufgenommen. Mit einer Waage konnte der Wassergehalt fortlaufend registriert werden.

## 5.2.2 Ergebnisse

Die auf diese Weise ermittelten WLF-WG-Beziehungen sind in Abb. 8 dargestellt. Die erste Desorptionskurve zeigt einen stetigen Verlauf; die für jede Wassergehalts-Stufe durchgeführten Wiederholungs-Messungen weisen keinerlei Streuung auf und liefern absolut gleiche Ergebnisse.

Für den Sorptionsgang beträgt die Schwankungsbreite der

WLF-Werte maximal  $\pm 3 \cdot 10^{-5}$  cal/cm·sec·<sup>O</sup>C und liegt damit noch innerhalb der Fehlergrenzen, die schon für die Messungen in Flüssigkeiten ermittelt wurden. Die Sorptionskurve verläuft mit steigenden Wassergehalten bis zum Bereich von 25 bis 27 Vol % steiler als die Desorptionskurve; die Abweichungen betragen bis zu  $30 \cdot 10^{-5}$  cal/cm·sec·<sup>O</sup>C. Mit weiter zunehmendem WG flacht die Kurve stark ab und nähert sich dem Desorptionsast. Der Abfall der WLF um ca.  $20 \cdot 10^{-5}$  zwischen 28,5 und 31,0 Vol % ist eindeutig auf veränderten Boden-Sonden-Kontakt zurückzuführen. Beim Abdecken der Probe wurde die Thermosonde in dem Einstichkanal merklich gelockert.

Dieser Kontakt-Mangel erklärt auch die Abweichungen der zweiten Desorptionskurve von der ersten. Die Kurve ist um einen Betrag von etwa 20  $\cdot$  10<sup>-5</sup> annähernd parallel verschoben; der Verlauf gleicht dem der ersten Desorptionskurve, ist jedoch sprunghafter und weniger stetig. Die Streuung der Meßergebnisse für die einzelnen Wassergehalts-Stufen ist wesentlich größer als bei den vorangegangenen WLF-Bestimmungen. Die Differenzen zwischen den  $\lambda$ -Werten betragen bis zu 15  $\cdot$  10<sup>-5</sup> und erreichen damit ein gleichgroßes Ausmaß wie bei der Versuchsserie, in der die Wärmeleitzahlen an mehreren Einstichstellen gemessen wurden.

# 6 <u>DEUTUNG DES VERLAUFS DER</u> <u>λ-KURVEN UND VERGLEICH MIT</u> pF-CHARAKTERISTIKEN

Bei einem Vergleich der wenigen WLF-WG-Beziehungen, die bisher von anderen Autoren aufgestellt wurden, lassen sich erhebliche Unterschiede erkennen.

KASUBUCHI (11) findet bei seinen Untersuchungen an drei verschiedenen Böden in allen Fällen eine lineare Abhängigkeit der WLF des Bodens vom Wassergehalt.

DE JAGER and CHARLES-EDWARDS (5) messen ähnliche WLF-WG-Beziehungen, wie sie auch von DE VRIES (siehe BLOM and TOELSTRA, 2) und CHOUDNOWSKY (3) angegeben werden; die  $\lambda$ -Kurven zeigen einen s-förmigen Verlauf mit relativ geringen WLF-Änderungen im Bereich hoher und geringer Wassergehalte.

Ein noch etwas anderes Bild ergeben die Untersuchungsergebnisse von LORENZ (14). Für die drei Boden-Körnungsarten "Sand", "Lehm" und "Löß" zeigen die  $\lambda$ -Kurven bei entsprechender Wahl der Koordinaten einen ähnlichen Verlauf wie die Saugspannungs-Wassergehalts-Kurven dieser drei Böden.

Eine weitgehende Übereinstimmung der Ergebnisse aller obengenannten Autoren läßt sich für den mittleren Feuchtebereich (etwa zwischen 10 und 25 Vol %) erkennen; wenn die  $\lambda$ -Kurven auch nicht in allen Fällen linear verlaufen, so sind die WLF-Änderungen für den genannten WG-Bereich zumindest sehr stetig und auch genügend groß, um WG-Bestimmungen mit zufriedenstellender Sicherheit vornehmen zu können. Für die angrenzenden Bereiche, insbesondere für hohe Boden-Wassergehalte, werden unterschiedliche, z.T. auch widersprüchliche Ergebnisse erzielt. Die eigenen Resultate gleichen am ehesten denen von LORENZ (14).

Um wie bei LORENZ (14) einen Vergleich mit den pF-Kurven anstellen zu können, wurden für die hier untersuchten Modell-Böden "Sand" und "Löß" die Saugspannungs-Wassergehalts-Beziehungen unter den gleichen Bedingungen ermittelt, unter denen die Wärme-Leitfähigkeiten gemessen wurden.

Je ein Stechzylinder von 11 cm Höhe und 1 225 cm<sup>3</sup> Fassungsvermögen wurde mit trockenem Sand und zähflüssigem Löß-Brei gefüllt. In 5,5 cm Höhé wurden durch die durchbohrten Zylinderwände je eine Tensiometer-Kerze von 7 cm Länge und o,7 cm Durchmesser horizontal in die Proben eingesetzt. Bei der Aufnahme der pF-Kurven wurde in ähnlicher Weise vorgegangen wie bei der Bestimmung der WLF. Während LORENZ (14) die Grenz-Sättigungs-Desorptionskurven im Drucktopf ermittelte — und für jede Druckstufe die WLF-Messungen vornahmwurden hier "natürliche" Saugspannungs-Wassergehalts-Charakteristiken bestimmt durch direkte Messung sowohl der Wasserspannungen mittels Tensiometern als auch der Wassergehalte durch die kontinuierliche Erfassung der Proben-Gewichte.

Wie auch bei den  $\lambda$ -Kurven wurde der Saugspannungsverlauf für den "Sand" nur im Sorptionsgang, für den "Löß" im Desorptions- und Sorptionsgang ermittelt. In Abb. 9 sind die  $\Psi$ - $\Theta$ -und  $\lambda$ - $\Theta$  -Beziehungen dargestellt. Die Maßstäbe für die WLF wurden so gewählt, daß die Kurven dicht beieinander liegen und leicht zu vergleichen sind.

Beim <u>"Sand"</u> ist der Verlauf der WLF sehr stark dem der Saugspannung angeglichen. Für die Bereiche geringer und hoher Bodenfeuchte besteht ein ausgeprägter Gradient für  $\lambda$ . (Nach den Ergebnissen von LORENZ (14) ist für Wassergehalte < 10 Vol % ein starker Rückgang der WLF zu erwarten.) Ein Anstieg des Wassergehaltes von ca. 12 auf 22 Vol % bewirkt nur geringe Änderungen der WLF. LORENZ (14), der etwa die gleichen Ergebnisse erzielt, zieht daraus den Schluß, daß nicht nur der absolute Betrag des Wassergehaltes, sondern auch der jeweilige Verteilungszustand des Wassers im Porensystem des Bodens von entscheidender Bedeutung für die Größe der spez. Wärme-Leitfähigkeit ist.

In Anlehnung und Erweiterung der bei Lorenz (14) erörterten Theorien läßt sich der Verlauf der WLF-Kurve folgendermaßen deuten:

Im absolut trockenen Zustand kann die zugeführte Wärme nur über die mineralische Komponente und die im Porenraum vorhandene Luft abgeleitet werden. Nach dem Gesetz des geringsten Widerstandes muß dem Festanteil des Bodens der größere Anteil an der Wärmeleitung zugeschrieben werden; denn der spez. Wärmeleit-Widerstand von Quarz ist um ein Vielfaches geringer als der von Luft, da seine spez. WLF wesentlich größer ist als die der gasförmigen Boden-Komponente:

Quarz:	=	1440	•	10 <sup>-5</sup>	cal/cm·sec· <sup>O</sup> C
<sup>H</sup> 2 <sup>O</sup> :	=	145	•	10 <sup>-5</sup>	cal/cm.sec. <sup>0</sup> C
Luft:	=	5	•	10 <sup>-5</sup>	cal/cm.sec. <sup>0</sup> C

"Engpässe" in der Wärmeleitung sind an den Korn-Berührungsstellen zu vermuten. Sowohl ihre Anzahl als auch ihre Flächenausdehnung sind im Vergleich zu feinkörnigeren Substraten relativ gering. Wird allmählich Wasser zugesetzt. sammelt es sich zunächst an diesen Korn-Berührungsstellen an. Neben der Wärmeleitung über die feste Boden-Komponente tritt nun auch Wärmeabgabe über die Phasen fest-flüssigfest ein, wobei gleichzeitig der Anteil der gasförmigen Phase reduziert wird, da das Wasser einen geringeren Wärmeleit-Widerstand hat. Eine nur geringfügige Zunahme des Wassergehaltes bewirkt eine starke Vergrößerung der Menisken-Radien an den Korn-Berührungsstellen, was aus dem steilen Abfall der pF-Kurve oberhalb 1,8 bis 1,6 ersichtlich ist. Dabei nimmt derjenige Anteil der Korn-Oberflächen zu, für den das Wasser als Wärmevermittler zwischen den Festkörpern fungiert. Das bedingt für den Wassergehalts-Abschnitt < 12 Vol % einen ausgeprägten Gradienten für  $\lambda$ 



Bei weiterer Wasserzugabe werden die Menisken an den Korn-Berührungsstellen nur noch unwesentlich verstärkt: die Saugspannungen sinken bis zu einem Wassergehalt von 23 Vol % nur auf pF 1,4 ab. Statt dessen bilden sich durch Wasserfilme auf den Korn-Oberflächen durchgehende Wassermenisken-Kontakt-Stränge aus. Doch auch bei einer Verdickung dieser Wasser-"Lamellen" (WG:  $12 \rightarrow 23$  Vol %) erhöht sich die WLF kaum. Offenbar sind in diesem Feuchtebereich noch keine oder nur wenige Poren voll mit Wasser gefüllt, was bei diesem grobkörnigen Substrat durchaus denkbar ist. Der Wärme-leitende Querschnitt des Wassers als Mittler zwischen den Festkörpern hat sich gegenüber dem Zustand bei ca. 12 Vol % H2O kaum geändert. Die Zunahme der WLF ist der ausschließlich über die flüssige Boden-Komponente stattfindenden Wärmeleitung zuzuschreiben, die sich zugunsten des Anteils der gasförmigen Phase erhöht hat.

Bei fortschreitender Wassersättigung wird ein Teil der Poren vollständig mit Wasser gefüllt. Der schlechte Wärmeleiter Luft wird sukzessiv zurückgedrängt durch kohärente Wasserstränge in den engen Poren und Ausbildung und weitere Verstärkung von Kapillar-Menisken an Einschnürungen in gröberen Poren. Hierdurch wird eine stetige Erhöhung der spez. WLF im Bereich hoher Boden-Wassergehalte erreicht.

Für den <u>"Löß"</u> werden in Abb. 9 b die im Desorptions- und Sorptionsgang ermittelten Wärme-Leitfähigkeits-Wassergehalts-Kurven mit den entsprechenden Saugspannungs-Wassergehaltsbeziehungen verglichen. Aus dieser Darstellung ist noch deutlicher als beim "Sand" zu erkennen, daß der Verteilungszustand des Wassers im Boden von wesentlicher Bedeutung für die Meßgröße  $\lambda$  ist. <u>Offensichtlich muß bei</u> Wassergehalts-Bestimmungen über die WLF ebenso zwischen Sorption und Desorption unterschieden werden wie bei Feuchtebestimmungen, die durch Saugspannungs-Messungen vorgenommen werden. Der aufgrund tensiometrischer Messungen ermittelte Betrag der Wassergehalts-Hysterese steigt mit abnehmender Saugspannung auf 6 bis 7 Vol % etwa bei pF 2,5 und nimmt mit weiter fallenden pF-Werten rasch ab. Die Sorptions- und Desorptions-Kurven zeigen für  $\lambda$  etwa den gleichen Verlauf. Die Wassergehalts-Hysteresebeträge sind etwas geringer als bei den Saugspannungs-Messungen; das Maximum beträgt 5 Vol %. Dieser Wert erhöht sich wahrscheinlich noch, wenn eine stärkere Austrocknung erfolgt als in den hier beschriebenen Versuchen.

Im Vergleich zum "Sand" verlaufen die WLF-Kurven vom "Löß" sehr stetig, was auf die unterschiedliche Korngrößenverteilung zurückzuführen ist und auf das Porengrößen-Spektrum, das beim "Löß" breiter und ausgewogener ist. Die WLF-WG-Beziehung , die an mehreren "Löß"-Proben unterschiedlicher Wassergehalte mit je vier Sonden-Einstichen aufgestellt wurde (Abb. 7), stimmt in ihrem Verlauf und auch in der Größenordnung von  $\lambda$  gut mit der Desorptionskurve überein. Wie unter Punkt 5.1.1 beschrieben, wurden in dieser Versuchsreihe die Wassergehaltsstufen von hoher Bodenfeuchte ausgehend durch unterschiedlich starke Austrocknung, also auch im Desorptionsgang, eingestellt.

Bei einem Vergleich mit den Ergebnissen, die LORENZ (14) für den "Löß"-Boden erzielte, kann ebenfalls eine gute Übereinstimmung mit unserer Desorptionskurve festgestellt werden. Bei den eigenen Ergebnissen liegen allerdings keine WLF-Messungen für hohe Porensättigungsgrade vor, da keine vollständige Wasser-Aufsättigung im Vakuum erfolgte wie dies bei LORENZ (14) der Fall war.

Zur Meßempfindlichkeit muß gesagt werden, daß die Ungenauigkeit der WLF-Bestimmung mit zunehmenden Wassergehalten ansteigt. Auch KOITZSCH (13)weist schon darauf hin, daß auch bei kontinuierlichen WLF-Messungen an nur einer Einstichstelle streng darauf geachtet werden muß, daß stets ein gleichbleibend guter Kontakt zwischen Sonde und Boden gewährleistet ist und die Thermosonde nicht in ihrem Einstichkanal gelockert wird.

Zur Veranschaulichung der Meßempfindlichkeit der bei den zuletzt beschriebenen Versuchsreihen eingesetzten Thermosonde vom Typ II mit 1,5 mm Durchmesser sind in Abb. 10 die zeitlichen Veränderungen der WLF in 4 cm Tiefe (unter Oberfläche) der insgesamt 11 cm hohen Probe und des Gesamt-Wassergehaltes dieser "Löß"-Probe für den ersten Desorptionsgang dargestellt. Die Pfeile kennzeichnen die Zeitpunkte, zu denen die Probe zur Evaporation aufgedeckt oder zur Einstellung des Wassergehalts-Gleichgewichtes mit einer Plastikhaube bedeckt wurde.

Aus dem Verlauf der WLF-Kurve kann man erkennen, daß bei hohen Gesamt-Wassergehalten gleich nach Beginn der Evaporationsphasen eine sofortige Austrocknung in der Meßtiefe einsetzt, die zeitlich gesehen über den Endpunkt der jeweiligen Desorptionsphase hinausgeht. In der "Ruhephase" steigt aufgrund der hohen Potentialgradienten innerhalb der Probe Wasser aus den unteren Abschnitten auf; für  $\lambda$  ist ein entsprechender Anstieg zu verzeichnen. Mit abnehmendem Gesamt-Wassergehalt verringert sich die hydraulische Leitfähigkeit; ein Abfall der WLF in der Meßtiefe tritt erst mit zeitlicher Verzögerung gegenüber dem Evaporationsbeginn ein. Die Amplitude der  $\lambda$ -Kurve nimmt zwischen den einzelnen Wassergehalts-Gleichgewichts-Einstellungen entsprechend den geringeren Wassergehalts-Schwankungen in 4 cm Tiefe mit Verringerung der Wasser-Leitfähigkeit ab.

Insbesondere aus diesen in Abb. 10 dargestellten Ergebnissen geht deutlich hervor, daß die Thermosonden vom Typ II mit 1,5 mm Durchmesser eine hohe Meßempfindlichkeit besitzen und daß auch geringe Wassergehalts-Änderungen

- 46 -

mit Hilfe von Wärme-Leitfähigkeits-Messungen erfaßt werden können. Möglicherweise sind für einen Teil der WLF-Schwankungen, die in dem in Abb. 10 dargestellten Desorptionsgang für Wassergehalte von über 20 Vol % relativ groß sind, Hystereseerscheinungen verantwortlich zu machen, da in der Meßtiefe tatsächlich ein Wechsel von Desorption und Sorption stattfindet. Daß auch die spez. Wärme-Leitfähigkeit einer Hysterese unterworfen ist, konnte bei der Erstellung von WLF-WG-Kurven, die im Desorptions- und Sorptionsgang ermittelt wurden, zumindest für den "Löß" nachgewiesen werden.

Zu klären bleibt die Frage, ob ebenso wie bei Saugspannungs-Wassergehalts-Charakteristiken auch bei spez. Wärme-Leitfähigkeits-Wassergehalts-Bestimmungen zwischen primären und sekundären Hystereseschleifen zu unterscheiden ist.



Abb. 10: Zeitgang von λ (4 cm Tiefe) und Gesamt-Wassergehalt einer "Löß"-Probe (11 cm Höhe) bei evaporativer Entwässerung im Wechsel von Exposition↑(Verdunstung) und Bedeckung ↓ (Gleichgewichtseinstellung). In Fortführung d**er von KRAMER, LORENZ und MEYER 1968** (44) durchgeführten Untersuchungen zur kontinuierlichen Messung der <u>Wassergehalts-Änderungen</u> in ungestörten Böden mittels Messung der Änderungen der <u>spezifischen Wärme-Leitfähigkeit 1</u>

befaßt sich die vorliegende Arbeit mit der technischen Weiterentwicklung von WLF-Sonden und ihrer Anwendung in verschiedenen Modell-Test-Böden für bodenhydrologische Fragen. Es wird ein neuer nadelförmiger Heiz-Sondentyp von 1,5 mm Durchmesser mit zentraler Lage des Thermoelements entwickelt, der unter Vernachlässigung der sonst notwendigen Zeit-Korrekturwerte ( $t_0$ ) eine sichere Erfassung der  $\lambda$ -Werte unmittelbar nach Beginn des Aufheizens und damit vor dem Einsetzen des konvektiven Wärmetransports gestattet. Die günstigsten zeitlichen Meßintervalle werden festgelegt.

Aufgrund von vergleichenden Messungen mit verschiedenen alten und neuen Sondentypen in Flüssigkeiten werden die Meßergebnisse, besonders die Korrektur-Werte  $t_0$ , kritisch beleuchtet und Korrekturen älterer Meßwerte vorgenommen.

Anhand von Test-Messungen an Modell-"Löß"- und "Sand"-Böden werden im H<sub>2</sub>O-Desorptionsgang bei mittleren Wassergehalten — deren Erfassung wegen der Saugspannungs-Wassergehalts-Hysterese problematisch ist — die Streuungen der Meßwerte einzelner Sonden im Zeitgang, bei wiederholten Einstichen und die Streuung von Sondensortimenten untersucht. Die Brauchbarkeit des neuen Sondentyps bestätigt sich.

Untersuchungen der  $\lambda$ -Wassergehalts-Beziehungen in aufeinander folgenden H<sub>2</sub>O-Desorptions- und Adsorptionsgängen an Lößmaterial weisen jedoch auf das für die Anwendung des Verfahrens limitierende Phänomen hin, daß die  $\lambda$ -Wassergehalts-Funktionen wie die Tensions-Wassergehalts-Funktionen eine Hysterese zeigen. Sie beruht auf der bei der De- und Adsorption unterschiedlichen Anordnung des Porenwassers und kann gegebenenfalls als ein Parameter für die "Porenwasser-Struktur" dienen.

In Fortführung der früher angestellten theoretischen Überlegungen werden Interpretationen für den hysteresebehafteten Verlauf der  $\lambda$ -Wassergehalts- und pF-Wassergehalts-Kurven von "Sand" und "Löß" angeboten.

structure characterization second be

8 LITERATUR

- <u>ALBRECHT, F., 1949:</u> Die Weiterentwicklung der Meßtechnik des Wassergehaltes des Bodens auf thermischer Grundlage, Arch. Met. Geophys. Bioklimatolog. Ser. B, <u>1</u>, 149-150 (1969)
- <u>BLOM, Th., J.M. and S.R. TOELSTRA, 1972</u>: Report No <u>6</u> 1972, Dept. of Theoretical Production Ecology, Agric. Univers. Wageningen, The Netherlands (1972)
- 3. <u>CHOUDNOWSKY, A.F., 1966</u>: Methods and devices for measuring moisture, evaporation and available wet ratio of soils based on the analysis of its head regime, Symposion on water in the unsaturated zone, Wageningen, 19-25<sup>m</sup>June (1966)
- <u>D'ANS-LAX, 1949</u>: Taschenbuch für Chemiker und Physiker, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, 2. Auflage (1949)
- 5. <u>DE JAGER, J.M., and J. CHARLES-EDWARDS, 1969</u>: Thermal conductivity probe for soil-moisture determinations, J. exp. Bot. <u>20</u>, No. 62, 46-51 (1969)
- <u>DE VRIES, D.A., 1952</u>: A non-stationary method for determining the thermal conductivity of soil in situ, Soil Science 73, 83-89 (1952)
- <u>DE VRIES, D.A., 1958</u>: Het warmtegeleidingsvermogen van grond, Meded. Landbouwhögesch., Wageningen <u>52</u>, 1-72 (1952)
- <u>DE VRIES, D.A., and A.J. PECK, 1958</u>: On the cylindrical probe method of measuring thermal conductivity with special reference to soils, Austral. J. Phys. <u>11</u>, 252-272 (1958)

- 9. <u>GOLOVANOV, A.J., 1969</u>: Measuring thermal conductivity of soils under laboratory conditions, Neth. J. agric. Sci. <u>17</u>, 71-79 (1969)
- 10. JANSE, A.R.P., and G. BOREL, 1965: Measurement of thermal conductivity in situ in mixed materials, e. g. soils, Neth. J. agric. Sci. 13, 57-62 (1965)
- 11. <u>KASUBUCHI, T., 1972:</u> Einfluß des Wassergehaltes auf die Wärmeleitfähigkeit des Bodens, J. Sci. Soil Manure, Japan <u>43</u>, 437-441 (1972)
- 12. <u>KOITZSCH, R., 1960:</u> Versuche zur Bestimmung des Wassergehaltes des Erdbodens auf thermischer Grundlage, Abh. Meteorol. u. Hydrol. Dienst DDR <u>8</u>, 9-80 (1960)
- 13. <u>KOITZSCH, R., 1967:</u> Erwärmung von dünnen zylindrischen Meßkörpern im Erdboden zur Bestimmung von dessen Wärmeleitfähigkeit und Wassergehalt, Thaer-Arch. <u>11</u>, 1091-1103 (1967)
- 14. LORENZ, J., 1968: Die Messung der Wärmeleitfähigkeit als Mittel kontinuierlicher Feuchtemessungen im Boden, vergl. KRAMER, W., J. LORENZ und B. MEYER, Göttinger Bodenkundl. Ber. <u>1</u>, 57-110 (1968)
- 15. <u>PENNYPACKER, S.P., W.E. SOPPER and L.T. KARDOS, 1975</u>: Thermal conductivity of Red Pine Forest Floor, Soil Sci. America Proceed. <u>39</u>, 973-978 (1975)
- <u>PFRIEM, H., 1938:</u> Ein nichtstationäres Verfahren zur Messung der Wärme- und Temperaturleitfähigkeit, Z. V.D.I. <u>82</u>, 71-75 (1938)
- 17. <u>VAN DER HELD, E.F.M., and F.G. VAN DRUNEN, 1949</u>: A method of measuring the thermal conductivity of liquids, Physica <u>15</u>, 865-881 (1949)



SCHULTE im WALDE, W.,

υ.

B.MEYER :

# WARME-LEITFAHIGKEITS/WASSERGEHALTS-CHARAKTERISTIKEN EINER GRISERDE AUS WORM-LOSS UND DIE ANWENDUNG DER WLF-METHODE BEI DER KONTINUIERLICHEN VERFOLGUNG INFILTRATIVER UND EVAPORATIVER WASSERGEHALTSÄNDERUNGEN.

# Göttinger Bodenkundliche Berichte <u>44</u>, 53–107 (1976)

GLIEDERUNG

1	PRO	BLEMSTELLUNG, ÜBER-	
	SIC	<u>H T</u>	56
2	VER	<u> </u>	57
	2.1	STANDORTWAHL	57
	2.2	PROFILBESCHREIBUNG	58
		2.2.1 Horizontierung	58
		2.2.2 Korngrößenverteilung	58
		2.2.3 Porengrößen-Zusammensetzung	60
3	MES	SANORDNUNG UND VER-	
	SUC	H S D U R C H F Ü H R U N G	63
	3.1	WÄRMELEITFÄHIGKEITS-MESSUNG	63
	3.2	ERSTELLUNG VON EICHKURVEN	64
		3.2.1 Labor-pF-Charakteristiken	64
		3.2.2 "Natürliche" pF-Charakteristiken	64
		3.2.3 WLF-Charakteristiken	65
	3.3	LYSIMETER-VERSUCHE	66
		3.3.1 MeB-Einrichtung	66
		3.3.2 <u>Durchführung der Infiltrations-</u>	
		und Evaporationsversuche	69
4	VER	SUCHSERGEBNISSE UND	
	DIS	KUSSION	70
	4.1	EICHKURVEN.	70
		4.1.1 pF-Charakteristiken	70
		4.1.2 WLF-Charakteristiken	77
	M = 6	4.1.3 Vergleich $\lambda - \theta$ und $\Psi - \theta$ -Beziehungen.	80
		Á 1.4 Zusammenfassung	82

- 54 -

4.2	LYSIMET	TER-VERSUCHE	84
	4.2.1	Erster Infiltrationsversuch	84
		4.2.1.1 Wassergehalts-Änderungen	
		in Phase I und II	84
		4.2.1.2 Wärme-Leitfähigkeits-	
		Änderungen in Phase	
		I und II	91
		4.2.1.3 Sickerwasser-Abkling-	
		, phase III	91
		4.2.1.4 Evaporations-Phase IV	92
	4.2.2	Zweiter Infiltrationsversuch	94
		4.2.2.1 Wassergehalts-Gang	95
		4.2.2.2 WLF-Gang	98
	4.2.3	Eichung der WLF-WG-Beziehungen an-	
		hand der Be- und Entwässerungs-Ver-	
		suche.	99
ZU	SAMMI	ENFASSUNG	102
		en in en en son en son en en la section de la section d	
LI	TERA	<u> </u>	104

Diese Arbeit soll aus dem größeren Untersuchungskomplex zur Frage der Anwendbarkeit von Wärme-Leitfähigkeits- (WLF) Messungen auf bodenhydrologische Fragen, besonders die kontinuierliche Wassergehalts- (WG) Bestimmung, den Teilabschnitt "Eichung und Anwendung am natürlichen Boden" behandeln.

In vorangegangenen Untersuchungen (19) war über methodische Untersuchungen zum Aufbau der Heiz-Mess-Sonden berichtet worden. Durch Veränderungen bei der Sonden-Konstruktion konnte die Auswertung der Messungen wesentlich vereinfacht werden. Mit dem neuen Sondentyp waren bereits Testmessungen an künstlich hergestellten homogenen Modell-Böden ("Sand" und "Löß") durchgeführt worden. Sie hatten die Reproduzierbarkeit der Meßergebnisse bestätigt, zugleich aber auf einen für die Anwendbarkeit der Methode auf Feuchtemessungen in Böden bedenklichen Umstand hingewiesen: Es ergaben sich keine linearen Beziehungen zwischen der spezifischen Wärme-Leitfähigkeit  $\lambda$ der Modell-Böden und ihren Wassergehalten (). Die WLF-Charakteristiken ähnelten den tensiometrisch ermittelten pF-Charakteristiken, zeigten auch Wasser- De- und Adsorptions-Hysterese und machten so deutlich, daß die Wärmeleitfähigkeit nicht nur eine Funktion des Wassergehaltes, sondern auch der Wasser-Anordnung im Porenraum ist, was theoretisch gedeutet wurde.

Im folgenden wird die Frage gestellt, inwieweit derartige Phänomene sich auch an natürlich gelagertem Bodenmaterial aus einem Lößboden bemerkbar machen, ob eine probenbezogene Eichung erforderlich ist und wie diese zu bewerkstelligen ist.

Darüberhinaus soll an einem 190 cm langen Monolith-Lysimeter der Einsatz von WLF-Heiz-Meß-Sonden zur kontinuierlichen Erfassung der Wassergehalts-Änderungen in verschiedenen Bodentiefen im Verlauf von Infiltrations- und Evaporationsprozessen getestet werden.

#### 2 VERSUCHSOBJEKT

#### 2.1 STANDORTWAHL

Als Untersuchungsobjekt wurde ein Boden ausgewählt, der sich bodentypologisch in die Gruppe der Löß-Parabraunerden einordnen läßt. Dieser Bodentyp findet sich in der Bundesrepublik Deutschland insbesondere im nördlichen Vorland der mitteldeutschen Schwelle; in Südniedersachsen und Nordhessen beträgt der Flächenanteil ca. 50 % (HOMEYER, 10).

Hydrologische Untersuchungen an Lössen und den daraus entwickelten Parabraunerden, Griserden und Feuchtschwarzerden aus dem südniedersächsischen Raum liegen vor u.a. von MOSCHREFI und MEYER (13), HASE und MEYER (7), BARTELS, BEESE und MEYER (1) und BEESE und MEYER (2).

Eine Reihe weiterer Forschungsarbeiten befaßte sich mit Fragen der Wasserdynamik und des Wasser- und Bioelement-Haushalts einer Griserde (RICHTER (17), HOMEYER (10), BEESE , VAN DER PLOEG und HOMEYER, (3)). Diese Parabraunerde mit Schwarzerde-Vergangenheit entwickelte sich im oberen Abschnitt einer bis zu 5 m mächtigen Jungwürm-Lößdecke. Der Standort liegt ca. 1,5 km nördlich von Rosdorf, Kreis Göttingen. Die Untersuchungen der oben genannten Autoren umfassen sowohl Freiland-Messungen an Monolith-Unterdruck-Lysimetern als auch Gelände-Messungen am Entnahmeort selbst.

Für die eigenen Untersuchungen wurde ein Ausschnitt desselben Bodens gewählt, da so auf einige Ergebnisse von Feld-Messungen und Labor-Analysen zurückgegriffen werden konnte.

#### 2.2 PROFILBESCHREIBUNG

#### 2.2.1 Horizontierung

Die Griserde weist die für diesen Bodentyp charakteristische Horizontfolge auf:

Ap ( o = 20 cm), Al (2o = 40 cm), Bt<sub>1</sub> (4o = 100 cm), Bt<sub>2</sub> (100 = 130 cm), Bv (130 = 140 cm); in 140 cm Tiefe liegt die Kalkgrenze, darunter steht der C-Horizont (Jungwürm-Löß) an.

Zu erwähnen sind noch zwei Naßböden, die in einer Schichtdicke von nur wenigen Zentimetern in den Tiefen 160 und 190 cm auftreten. Diese bereits von ROHDENBURG und MEYER (18) beschriebenen Naßböden sind durch eine graubraune Färbung gekennzeichnet und dem wj2β zuzuordnen.

### 2.2.2 Korngrößenverteilung

Die Ergebnisse der Korngrößen-Analyse (nach HOMEYER, 10) sind in Tab. 1 wiedergegeben. Die Fraktionen >60µm wurden durch Absieben, die Anteile <60µm nach der ATTERBERG-Methode gewonnen.

Die oben genannten Autoren stellten bereits fest, daß der Rosdorfer Löß im Vergleich zu anderen von ROHDENBURG und MEYER (18) und FÖLSTER, MEYER und KALK (5) beschriebenen Jungwürm-Lössen bei etwa gleicher Verteilung einen um mehr als 5 % höheren Tongehalt über das gesamte Profil aufweist. Auch der Feinschluff-Anteil ist vergleichsweise hoch, die Grobschluff-Fraktion dementsprechend geringer.

In dem Tiefenabschnitt 40 bis 80 cm wurde eine um 3 - 5 % größere Sandbeimengung gefunden. Dieser Unregelmäßigkeit,

Tab.	1:	Mengen-Anteile	der	Korngrößenk!	lassen :	in 🖁	der	carbonat-	und	humusfreien	Trockensubstanz	,
------	----	----------------	-----	--------------	----------	------	-----	-----------	-----	-------------	-----------------	---

Mengen-Anteile	an	CaCO	und	Humus	in	8	der	Gesamt	-Trockei	nsubst	anz

• •

in	· · · ·	SAND			SCHL	UFF	1		TON		
cm Tiefe	> 200	200-63	Summe	63 - 36	36 - 20	20 - 6	6 - 2	Summe	< 2	&CaCO3	%Humus
10	2,0	7,5	9,5	23,3	31,6	14,8	5,6	75,3	15,2	0	1,55
20	2,0	6,4	8,4	25,9	30,5	14,7	5,5	76,6	15,0	0	1,44
40	2,0	12,9	14,9	26,0	26,0	12,9	4,9	69,8	15,3	0	0,91
60	2,4	10,4	12,8	24,5	24,9	11,5	3,6	64,5	22,7	0	0,65
80	1,1	9,8	10,9	22,7	26,1	11,7	4,1	64,6	24,5	0	0,52
100	2,0	5,0	7,0	12,4	31,4	16,9	6,2	66,9	26,1	0	0,44
120	0,9	3,1	4,0	16,5	33,5	16,2	5,2	71,4	24,6	0	0,38
140	0,8	6,3	7,1	15,4	31,4	18,2	7,6	72,6	20,3	7,4	0
160	1,3	7,1	8,4	11,3	30,9	19,1	8,4	69,7	21,9	8,1	O
180	1,1	7,5	8,6	11,4	29,8	19,1	8,0	68,3	23,1	6,8	0
200	1,2	5,1	6,3	16,7	30,4	17,8	7,9	72,8	20,9	1,2	19. 19
220	1,5	3,2	4,7	14,1	33,2	17,0	8,1	72,4	22,9	2,9	Q2 3 3
240	1,9	3,4	5,3	15,9	32,4	16,4	6,5	71,2	23,5	6,7	1. 1. 1
280	1,5	3,9	5,4	18,0	32,8	17,0	6,3	74,1	20,5	11,2	215
320	0,7	3,8	4,5	19,1	30,4	16,0	. 7,0	72,5	23,0	14,0	2 2 7
360	1,5	4,3	5,8	22,8	29,8	15,5	7,0	75,1	19,1	14,0	2 - C
400	1,7	3,6	5,3	18,5	28,0	16,4	7,5	70,4	24,3	10,1	2 N X
440	2,0	5,2	7,2	12,8	26,4	17,1	5,8	. 62,1	30,7	2,9	12 12 14
480	2,6	5,7	8,3	9,6	28,2	16,5	6,8	61,1	30,6	3,3	to la co
500	2,0	4,6	6,6	10,1	25,1	17,9	8,9	62,0	31,4	1,4	

die bei der Bohrkartierung des Gebietes mehrfach und in unterschiedlichen Tiefen gefunden wurde, wird nur eine geringe lokale Bedeutung beigemessen.

# 2.2.3 Porengrößen-Zusammensetzung

Die Wassergehalts-Saugspannungs-Beziehungen (pF-Kurven) und die Äquivalent – Porendurchmesser wurden von RICHTER (16) an Stechzylindern im Desorptionsgang ermittelt.

Wie bei der Korngrößen-Verteilung sind auch bei der Tiefenfunktion der Porengrößen-Zusammensetzung (Abb. 1) einige Abweichungen zu anderen lößbürtigen Parabraunerden und Griserden zu finden (HOMEYER, 10). Der Anteil der <u>Feinporen</u> mit Saugspannungen von pF > 4,2 ist insgesamt etwas höher; das Maximum liegt mit 17 Vol % im Bt<sub>1</sub>-Horizont.

Das Volumen der <u>Mittelporen</u> mit Saugspannungen pF 2,5 - 4,2 bleibt weitgehend konstant. Innerhalb dieses Porenbereiches verschiebt sich das Verhältnis der Poren mit Saugspannungen pF 2,5 - 3,0 zu den Poren mit pF 3,0 - 4,2 mit zunehmender Tiefe bis zu 90 cm zugunsten der feineren Poren; in 140 cm Tiefe ist die Verteilung wieder ähnlich wie in den oberen Zentimetern mit etwa gleichgroßen Anteilen beider Fraktionen. Im Übergangsbereich zum C-Horizont hat eine weitere Umverteilung zu feineren Poren mit pF 3,0 - 4,2 stattgefunden.

Sowohl diese Umverteilung innerhalb des Mittelporen-Bereichs als auch der unterschiedliche Volumenanteil an Feinporen mit pF > 4,2 sind auf die wechselnden Tongehalte und das Auftreten von freiem CaCo<sub>3</sub> zurückzuführen (siehe auch BEESE und MEYER, 2).



<u>Abb.1</u> Tiefenfunktion der Porengrößen -Zusammensetzung Tiefe in an

#### DEPLES - ST RULES GUERNER

6

Der Anteil der <u>Grobporen</u> (pF < 2,5) wechselt sehr stark und nimmt nicht kontinuierlich mit zunehmender Tiefe ab, wie es bei anderen vergleichbaren Böden der Fall ist. Im Bt<sub>1</sub>-Horizont ist in 90 cm Tiefe das Grobporen-Volumen sehr stark auf 2,8 % eingeengt, steigt aber mit zunehmender Tiefe bei gleichlaufender Reduktion des Tongehaltes auf 14 % in 140 cm unter Oberfläche an und sinkt schließlich im C-Horizont wieder auf 6 bis 7 % ab.

Der ausgeprägte "Porensprung" mit dem stark erhöhten Anteil an Grob- und Mittelporen mit Saugspannungen von pF $\langle 3, o$ in Höhe der Entkalkungsgrenze beim Übergang vom Bv- zum C-Horizont ist als eine Besonderheit dieses Bodens anzusehen.

# 3 <u>MESSANORDNUNG</u> UND VERSUCHS-DURCHFÜHRUNG

### 3.1 WÄRMELEITFÄHIGKEITS - MESSUNG

In früheren Untersuchungen ( 19 ) wurde das Prinzip der instationären Wärmeleitfähigkeits-Messung erklärt und auch die Meß-Apparatur im Einzelnen beschrieben. Weitere detaillierte Angaben finden sich bei LORENZ (12), der dieselbe Meß-Anordnung bereits bei Feuchte-Bestimmungen in Böden verwendet hatte.

Für die Durchführung der geplanten Versuche war es wünschenswert, eine automatische Meß- und Registrier-Einrichtung einzusetzen. Diese Anlage sollte es ermöglichen, in regelmäßigen Abständen alle oder auch nur einen Teil der Meßstellen (Thermosonden) nacheinander anzusteuern, die WLF-Messung durchzuführen und die Ergebnisse zu registrieren.

Eine entsprechende Meß-Anordnung wurde von der FA. PHILIPS zusammengestellt. Sie umfaßte einen Meßstellenumschalter mit internem Taktgeber, eine Digitaluhr, ein Digitalvoltmeter und einen Drucker. Bei Probeläufen stellte sich jedoch heraus, daß die geforderte Meßgenauigkeit von  $1\mu$  Volt mit dieser Anlage bislang nicht eingehalten werden konnte. Wir waren daher gezwungen, vorerst weiter die oben erwähnte Meßeinrichtung zu benutzen. Aus diesem Grunde konnten die WLF-Messungen nicht immer in regelmäßigen Abständen und in dem geplanten Umfang durchgeführt werden.

Für den Einsatz der 10 selbstgebauten Thermosonden vom Typ II mit 1,5 mm Durchmesser wurde zusätzlich ein mechanischer Meßstellenumschalter (PHILIPS, Typ SCO 33-24) für max. 24 Meßstellen in Betrieb genommen.

#### 3.2 ERSTELLUNG VON EICHKURVEN

#### 3.2.1 Labor-pF-Charakteristiken

Unter Punkt 2.2.3 wurde darauf hingewiesen, daß Grenz-Sättigungs-Desorptionskurven (Labor-pF-Kurven) bereits von RICHTER (17) zur Ermittlung der Äquivalent-Porendurchmesser erstellt wurden. Die Labor-pF-Kurven wurden für 11 Tiefenabschnitte bis zu 200 cm Tiefe an Stechzylindern ermittelt, die auf die von HARTGE (6) beschriebene Weise nach völliger Wassersättigung unter Vakuum im Drucktopf stufenweise entwässert wurden.

Nach den Erfahrungen u.a. von RENGER et al. (15), BEESE et al. (3) und RICHTER (16) sind Labor-pF-Kurven zur Kalkulation von Wassergehalten dann ungeeignet, wenn natürlich entwässerte Böden wieder befeuchtet werden, weil zwischen den natürlichen Saugspannungs-Wassergehalts-Funktionen und den Labor-pF-Kurven eine mehr oder weniger große Wassergehalts-Hysterese besteht.

#### 3.2.2 "Natürliche" pF-Charakteristiken

Als eine bessere Kalkulationsbasis für Äquivalent-Wassergehaltsbestimmungen aus Saugspannungs-Messungen können nur pF-Charakteristiken dienen, die nicht im Vakuum, sondern ausgehend vom natürlichen Feuchtezustand frei kapillar von unten mit Wasser aufgesättigt werden. Zur Erstellung solcher "natürlicher" pF-Charakteristiken wurden kontinuierliche, direkte Messungen von Saugspannungen und Wassergehalten durchgeführt.

Dazu wurden Klein-Monolithe in Plexiglas-Stechzylindern von 11 cm Höhe und 1225 cm<sup>3</sup> Volumen am Entnahmeort des Lysimeters gewonnen. Die "natürlichen" pF-Charakteristiken wurden für die Tiefenabschnitte 10 - 21 cm, 40 - 51 cm, 50 - 61 cm und 60 - 71 cm erstellt. Damit wird der Profilbereich erfaßt, der unter natürlichen Bedingungen den größten Wassergehalts-Änderungen ausgesetzt ist. Aufgrund der an diesem Boden bisher durchgeführten Untersuchungen kann angenommen werden, daß in größeren Tiefen nur noch unbedeutende Wassergehalts-Änderungen auftreten (RICHTER,16, BEESE et al., 3)

In 5,5 cm Höhe wurden in horizontaler Lage Tensiometerkerzen von 7,5 cm Länge und o,7 cm Durchmesser eingesetzt. Die Gesamt-Wassergehalts-Änderungen wurden über das Gewicht der Stechzylinder-Proben ermittelt. Nach kapillarer Aufsättigung wurden in je einem Desorptions- und Sorptionsgang die Saugspannungs-Wassergehalts-Kurven aufgenommen.

Die Wassergehalte wurden schrittweise verändert, entweder durch Evaporation bei Zimmertemperatur oder durch Zugabe von begrenzten Wassermengen. Vor jeder Messung wurden die Proben mindestens 24 Stunden zur Einstellung eines Wassergehalts-Gleichgewichtes abgedeckt. Die Desorption wurde abgebrochen als Saugspannungen von 750 bis 800 cm Wassersäule (WS) und damit die Meßgrenzen der Tensiometer erreicht wurden.

Für die Meßtiefe 10 - 21 cm wurde eine zusätzliche Sorptionskurve nach vorangegangener Austrocknung auf 7 Vol % Wassergehalt aufgenommen, um den Einfluß unterschiedlich hoher Austrocknung auf den Hysteresebetrag zwischen Desorption und Sorption zu erfassen.

#### 3.2.3 WLF-Charakteristiken

Nach eigenen Versuchsergebnissen (19) und den Erfahrungen von KASUBUCHI (11), SKAGGS and SMITH (21) und LORENZ (14) haben

sowohl die Textur als auch die Lagerungsdichte einen mehr oder weniger großen Einfluß auf den Wärme-Leitfähigkeits-Koeffizienten von Böden.

Um zu überprüfen, ob auch die vergleichsweise geringen Unterschiede in der Poren- und Korngrößen-Zusammensetzung innerhalb des vorher beschriebenen Griserde-Profils nennenswerte Auswirkungen auf die WLF haben, wurden auch für die WLF Eichkurven erstellt.

Parallel zur Ermittlung der pF-Kurven wurden für dieselben Tiefen und zusätzlich für den Abschnitt 30 - 41 cm in gleicher Weise WLF-WG-Charakteristiken in je zwei Desorptionsund Sorptionsgängen aufgenommen. In jede der fünf Stechzylinder-Proben wurden zwei Sonden im Abstand von etwa 4 cm vertikal eingestochen.

#### 3.3 LYSIMETER - VERSUCHE

#### 3.3.1 Meß-Einrichtung

Für die weiteren Versuche, mittels WLF-Sonden kontinuierliche Wassergehalts-Bestimmungen in verschiedenen Tiefen einer natürlich gelagerten Griserde durchzuführen, wurde die in Abb. 2 schematisch dargestellte Anlage im Labor errichtet.

Der mit einem Glasfaser-Kunstharz-Gemisch ummantelte Monolith (Entnahme siehe HOMEYER et al., 9 ) wurde 1970 zusammen mit weiteren vier Bodensäulen entnommen, an denen Freiland-Messungen zum Wasser- und Bioelement-Haushalt von HOMEYER (10) durchgeführt wurden. Eine Länge von 200 cm erschien nach den Gelände-Messungen von RICHTER (17) als ausreichend für derartige Untersuchungen, da die Wasserscheide auch in trockenen Jahren nicht unter 180 cm absinkt. Ähnliche Beobachtungen

### Abb. 2

Messeinrichtung zur Bestimmung des Wassergehaltes mittels Thermosonden in einem Monolith-Lysimeter



- 49

machten auch HASE und MEYER (7) an anderen grundwasserfernen Löß-Standorten.

Der hier verwendete Monolith war nach der Entnahme drei Jahre lang in einem trockenen Raum untergebracht und konnte während dieser Zeit ungehindert austrocknen. Die Bodensäule hat eine Länge von 190 cm und eine Oberfläche von 1250 cm<sup>2</sup>; sie steht auf einer porösen Keramikplatte (P 80, STAATLICHE PORZELLAN BERLIN), an die zur Simulation eines tieferliegenden Grundwasser-Spiegels ein entsprechender Unterdruck angelegt werden kann. Austretendes Sickerwasser wird durch die Platte in ein Auffanggefäß abgesaugt.

Dieser Monolith-Unterdruck-Lysimeter ist auf eine elektromechanische Waage montiert. Diese Wiegevorrichtung mit elektrischer Anzeige (siehe HOMEYER et al., 8) ermöglicht es, bei einer Gesamtbelastung von ca. 500 kg Gewichtsunterschiede mit einer Empfindlichkeit von <sup>±</sup> 30 g zu erfassen; das entspricht einer Niederschlags- oder Evaporationsmenge von etwa 0,25 mm. Über diese Waage werden die Gesamt-Wassergehaltsänderungen bestimmt.

Der Monolith ist mit 10 Thermosonden und 10 Tensiometern bestückt, die jeweils nebeneinander und in einem vertikalen Abstand von 17,5 cm eingesetzt sind . Damit sollen die Potentialgradienten und die Wassergehalte für die einzelnen Tiefenabschnitte ermittelt werden.

Die Quecksilber-Tensiometer bestehen aus keramischen Kerzen (P 80) von 5 cm Länge und 1 cm Durchmesser mit Verbindungen aus Polyamid-Schläuchen zu den Hg-Gefäßen und den Wasser-Vorratsbehältern, die auch zum Befüllen und Abdrücken mit entlüftetem Wasser dienen.

Zum Einbau der Tensiometerkerzen wurden Löcher vorgebohrt. Von dem entnommenen Bodenmaterial wurde ein dünnflüssiger
Brei angerührt, mit dem die Kerzen eingeschlämmt wurden, um einen guten Kontakt herzustellen.

Bei der Installation der Thermosonden wurde ähnlich verfahren. Eine 1 mm dicke Kanüle wurde an der Spitze auf ca. 1,4 mm aufgekröpft, in eine elektrische Bohrmaschine gespannt und wie eine Fräse in die Bodensäule getrieben. Anschließend wurde mit einer weiteren Kanüle Wasser in das Einstichloch gespritzt, um den Eindringwiderstand herabzusetzen und das Einführen der 1,5 mm dicken Thermosonden zu ermöglichen.

# 3.3.2 <u>Durchführung der Infiltrations- und</u> Evaporationsversuche

Bei den im folgenden beschriebenen Infiltrationsversuchen wurde das Beregnungswasser kontinuierlich mit einer selbstgebauten Rollen-Schlauchpumpe mit stufenlos regelbarer Getriebeübersetzung aufgebracht. Als Verdunstungsschutz wurde eine PVC-Platte aufgelegt, die an sechs gleichmäßig verteilten Stellen für die 2 mm starken Bewässerungsschläuche durchbohrt wurde. Durch eine Glasfasermatte auf der Lysimeter-Oberfläche sollte einerseits eine Verschlämmung vermieden und andererseits eine gute Verteilung des Wassers gewährleistet werden. An die keramische Platte am Fuß der Säule wurde ein Unterdruck von 300 cm Wassersäule (WS) angelegt, um einen Grundwasserstand von 500 cm Tiefe zu simulieren; das entspricht den natürlichen Verhältnissen am Entnahmeort des Lysimeters.

Die <u>erste Bewässerung</u> lief über 55 Tage mit einer Beregnungsintensität von 13,9 mm/d. Nach dem Abklingen des Sickerwasser-Abflusses wurde der Verdunstungsschutz entfernt und die Lysimeter-Oberfläche zur weiteren Austrocknung durch Evaporation freigegeben. Neben der aktuellen Verdunstung des Monolithen wurde auch die potentielle Evaporation mit einer Wild'schen Waage gemessen, die neben dem Lysimeter in gleicher Höhe aufgestellt war. Die durchschnittliche Raumtemperatur betrug 24 <sup>O</sup>C, die relative Luftfeuchtigkeit 35 bis 45 %. Dieser Untersuchungsgang dauerte 108 Tage.

Im <u>zweiten Infiltrationsversuch</u> wurde 24 Tage mit einer Intensität von 7,9 mm/d bewässert. Im Anschluß daran wurde zur Erhöhung der Evaporationsrate ein Ventilator in Höhe der Lysimeter-Oberfläche aufgehängt, der einen ständigen Luftstrom über dem Lysimeter und der Wild'schen Waage bewirkte. Um den Austrocknungsgang noch zu beschleunigen, wurde nach 7 Tagen die Raumtemperatur auf 28 bis 30 <sup>O</sup>C erhöht.

Während der gesamten Versuchsdauer wurden laufend Wärme-Leitfähigkeits- und Saugspannungs-Messungen in den 10 Meßtiefen des Monolith-Lysimeters durchgeführt.

# 4 <u>VERSUCHSERGEBNISSE</u> UND DISKUSSION

#### 4.1 EICHKURVEN

#### 4.1.1 pF-Charakteristiken

#### In Abb. 3 sind übereinander dargestellt

- die nach totaler Aufsättigung mit Wasser im Desorptionsgang ermittelten pF-Charakteristiken (Labor-pF-Charakteristiken, Grenz-Sättigungs-Kurven)
- die nach einfacher kapillarer Aufsättigung mit Wasser im Desorptions- und anschließend im Adsorptionsgang bestimmten "natürlichen" pF-Charakteristiken.

In allen Meßtiefen liefert 2. bei gleichen Saugspannungen erheblich niedrigere Wassergehalte als 1.. Diese auf dem unter-

- 70 -

schiedlichen Verfahren der vorausgegangenen Aufsättigung beruhende Wassergehalts-Differenz bei der anschließenden Desorption nennen wir <u>Desorptions-Hysterese</u>. Sie ist in den verschiedenen Boden-Tiefen etwa gleich groß. Ihr Maximum liegt mit 4 - 5 Vol % im Saugspannungsbereich < 100 cm WS. Mit steigender Tension verringert sich sie sich und beträgt bei dem hier erreichten Grad der Austrocknung nur noch 2 - 3 Vol % (pF ca. 2,8).

Dieser Endpunkt (pF 2,8) ist zugleich der Ausgangspunkt für den anschließenden Adsorptionsgang. Erwartungsgemäß besteht auch in den nach 2. ermittelten "natürlichen" pF-Charakteristiken eine <u>Adsorptions-Desorptions-Hysterese</u>. Ihr Maximum tritt zwischen pF 2,2 und 2,5 auf und beträgt 2 bis 3 Vol %.

Der letztgenannte Hysterese-Betrag erhöht sich, wenn vor der Adsorptionsphase eine stärkere Austrocknung erfolgte. In Abb. 3 a (10 - 21 cm Tiefe) ist zusätzlich eine 2. Adsorptionskurve dargestellt. Sie wurde nach vorhergehender Austrocknung auf 7 Vol % Wasser aufgenommen. Die von der "natürlichen" Desorptionskurve und der letztgenannten Adsorptionskurve beschriebene Hystereseschleife kann somit als "Primärschleife" angesehen werden. Die Wassergehalts-Differenz bei gleicher Saugspannung steigt hier um weitere 2 bis 3 Vol % auf maximal 4 - 6 Vol % an. Dies gilt für den Saugspannungs-Bereich > 100 cm WS (Maximum zwischen pF 2,2 und 2,5). Bei geringeren Saugspannungen sinkt die Hysterese.

Unabhängig von der Austrocknungs-Vorgeschichte treffen sich die natürlichen Wasser-Adsorptions-Kurven bei pF 1,2.

Betrachtet man die Wassergehalts-Differenz, die bei derselben Saugspannung zwischen der nach 1. ermittelten Labor-Desorptions-Kurve und der nach 2. ermittelten untersten Wasser-Adsorptions-Kurve besteht, so beträgt diese 6 - 9 Vol %.



• 1. Desorptionsgang × 1. Adsorptionsgang

pF-Wassergehalts-Beziehung (mittlere ausgezogene Kurve): Labor-Desorptions-Kurve nach totaler Aufsättigung

pF-Wassergehalts-Beziehung (untere Kurve) nach kapillarer Aufsättigung, sog. "natürliche" pF-Charakteristiken: \_\_\_\_\_ Desorption \_\_\_\_Adsorption in Abb. 3a: .....Adsorption nach stärkerer Austrocknung



- 73 -



- 74 -



Zu ähnlichen Ergebnissen führten auch die Untersuchungen, die von RICHTER (16) und BEESE et al. (3) an derselben Griserde vorgenommen wurden. RICHTER (16) ermittelte "natürliche" pF-Kurven durch Tensionsmessungen im Gelände und gravimetrische Wasser-Gehalts-Bestimmungen an Bohrproben. Die Desorptions-Hysterese-Beträge zwischen den "natürlichen" und den Labor-pF-Kurven stimmen gut mit den eigenen Versuchsergebnissen überein; für die "natürliche" Sorptions-Desorptions-Hysterese werden zum Teil noch größere Beträge angegeben.

BEESE et al. (3) stellten für den wägbaren Griserde-Monolith nach WIND (22) korrigierte Sorptions- und Desorptions-pF-Kurven für 6 Tiefenabschnitte auf. Die mit 1 bis 3 Vol % angegebenen Hysterese-Beträge zwischen den korrigierten und den nach 1. ermittelten Desorptionskurven müssen jedoch als Minimalwerte angesehen werden. Das beruht auf der von diesen Autoren gemachten Annahme, daß bei der im Feldexperiment erreichten maximalen Austrocknung je nach Tiefe der Hysterese-Betrag bei diesem Wert gleich Null war.

Übereinstimmend mit unseren Versuchsergebnissen liegen die maximalen Desorptions-Hysterese-Beträge etwa bei pF-Werten um 2,0. Für die Sorptions-Desorptions-Hysterese der korrigierten pF-Kurven ermittelten BEESE et al. (3) je nach Austrocknungsgrad 0,3 bis 3 Vol %, wobei das jeweilige Maximum dieser Hysterese in den pF-Bereich 2,5 - 2,3 fällt. Für denselben Bereich werden in den eigenen Untersuchungen ebenfalls die größten Abweichungen zwischen den "natürlichen" Sorptions- und Desorptionskurven festgestellt. Im Gegensatz zu BEESE et al. (3) werden hier jedoch für alle vier untersuchten Meßtiefen etwa gleichgroße Hysteresebeträge gemessen, da vorher eine einheitliche Austrocknung bis zu Saugspannungen von 700 - 800 cm WS vorgenommen wurde.

Bei noch höherem Austrocknungsgrad vergrößert sich die Sorptions-Desorptions-Hysterese, wie an der Stechzylinder-Probe aus 10 - 21 cm Tiefe nachgewiesen werden konnte.

Aus diesen Ergebnissen wird deutlich, daß bei der Kalkulation von Wassergehalten, die über die Bestimmung der Äquivalent-Wassergehalte aus den Labor-pF-Charakteristiken vorgenommen wird, eine große Diskrepanz zwischen den äquivalenten und den realen Wassergehalten auftreten muß.

## 4.1.2 WLF-Charakteristiken

Ein Teil der Ergebnisse der WLF-Messungen, die an fünf Stechzylinder-Proben aus verschiedenen Tiefenabschnitten in je zwei Desorptions- und zwei Sorptionsgängen vorgenommen wurden, ist ebenfalls in Abb. 3 zusammen mit den pF-Kurven dargestellt. Die Einteilung der WLF-Ordinate wurde so gewählt, daß der Verlauf der  $\lambda$ -Kurven dem der pF-Kurven angeglichen ist. Auf eine Darstellung der Ergebnisse aus der Tiefe 30 - 41 cm wird verzichtet, da sie mit denen für den Tiefenabschnitt 10 - 21 cm weitgehend übereinstimmen. Aus der Tiefenfunktion der Porengrößen-Zusammensetzung (Abb. 1) ist ersichtlich, daß bis in 40 cm Tiefe eine einheitliche Porengrößen-Verteilung vorliegt. Außerdem werden für die übrigen 4 Meßtiefen nur die Ergebnisse dargestellt, die mit einer der zwei Sonden erzielt wurden, die je Stechzylinder eingesetzt waren.

Bei einem <u>Vergleich der WLF-WG-Beziehungen der einzelnen</u> <u>Meßtiefen</u> untereinander ist festzustellen, daß sich die Wärme-Leitfähigkeiten bei gleichen Wassergehalten stark voneinander unterscheiden. Geringe WLF-Koeffizienten deuten auf einen schlechten Boden-Sonden-Kontakt hin, da die geringe WLF der die Sonde umgebenden Luftschicht die Gesamt-Wärmeleitung vermindert. Um zu prüfen, ob die gemessenen  $\lambda$ -Werte als repräsentativ für die entsprechenden Profiltiefen gelten können, wurden nach der Erstellung der Eichkurven mit jeder Sonde 3 WLF-Messungen in jedem Tiefenabschnitt vorgenommen. Die jeweils größten WLF-Koeffizienten (= bester Kontakt!) sind in Tab. 2 wiedergegeben.

Tab.	2:	Heiz-Meß-Sonden-Vergleich an Stechzylinder-Proben
		aus verschiedenen Profil-Abschnitten mit unter-
		schiedlichen Wassergehalten. Maximale $\lambda$ -Werte
		$(\lambda \cdot 10^{-5})$ von je 3 Einstichen.

	Stech	zylinder,	Tiefe (cm	)	4
Sonde	1	2	3	4	5
Sonde	10 - 21	30 - 41	40 - 51	50 <b>-</b> 61	60 - 71
1	486	452	339	369	380
2	482	453	358	420	424
3	462	403	322	380	412
4	475	464	442	377	404
5	428	404	360	420	424
6	489	409	404	414	365
7	455	373	356	367	401
8	468	392	329	367	413
9	505	419	386	355	365
10	441	389	325	345	312
Ø	467	416	362	380	390
S	23,7	29,1	36,8	25,8	25,6
<sup>H</sup> 2 <sup>O</sup> Vol %	31,2	23,9	25,8	25,6	25,6

# 1 <u>PROBLEMSTELLUNG UND ZIEL</u> <u>SETZUNG</u>

Bei allen pedo-hydrologischen Fragestellungen, sei es im Hinblick auf Wasserhaushalts-Bilanzierungen, Grundwasser-Erneuerung und den Nährstoff-Austrag mit dem Sickerwasser oder im Zusammenhang mit Be- und Entwässerungsproblemen, sind die Wasseraufnahme-Kapazität, die Filtergeschwindigkeit und das Wasserhaltevermögen des Bodens entscheidende Größen. Sie bestimmen die Raten für eine optimale Beregnung, die unter anderem auch für eine nicht umweltbelastende Beseitigung von industriellen Abwässern und kommunalen Klärschlämmen entscheidend sind. Diese bodenspezifischen Daten sind für die Festlegung der AusbringungsHöhen und -Intensitäten wichtig, bei denen eine sofortige Beeinflussung des Grundwassers durch Auswaschung von Nährstoffen oder durch Eintrag von den im Abwasser enthaltenen Nähr- und Schadstoffen geschlossen werden kann.

Neuere Untersuchungen von EHLERS (1) und THORMANN und MEYER (5) haben gezeigt, daß an natürlich gelagerten Böden (Löß-Parabraunerden)die Wasserinfiltration nicht nur kapillar durch die Boden-Matrix aufgrund der hydraulischen Gradienten, sondern auch in ungespanntem Zustand in groben Poren (Schrumpfungsrisse, Regenwurmgänge) erfolgt; das gilt insbesondere für hohe Niederschlags- und Bewässerungsraten, die bei Starkregen und Abwasserverregnung durchaus erreicht werden. Bei THORMANN und MEYER (5) zeigte sich weiterhin, daß der Durchbruch des Beregnungswassers zum Grundwasser (GWS in 1 m und 1,5 m Tiefe) oft in wenigen Minuten erfolgt, daß aber eine völlige Aufsättigung des Bodens selbst bei hohen Bewässerungs-Intensitäten erst nach einigen Tagen erreicht wird.

In vorausgegangenen Untersuchungen (4) wurde bereits über ähnliche Beobachtungen an einem Monolith-Lysimeter berichtet, das nach extremer Austrocknung kontinuierlich mit nur 13,9 mm/Tag bewässert wurde. Es bestand eine große Zeitdifferenz zwischen dem ersten Austritt von Sickerwasser (Durchtrittspunkt DP) und dem Erreichen des Fließ-Gleichgewichts-Zustandes(steady state oder Äquivalenzpunkt ÄP).

Das veranlaßte uns, weitere Infiltrations- und Aufsättigungs-Versuche mit unterschiedlich hohen Bewässerungs-Intensitäten und modifizierten Ausgangsbedingungen durchzuführen. Hierbei sollte besonders untersucht werden, wie groß die anfängliche Aufnahme-Kapazität bis zum Durchbruch des Sickerwassers ist und welcher Anteil des weiter infiltrierenden Wassers bis zum Äquivalenzpunkt, d.h. zur maximalen Wassersättigung vom Boden zurückgehalten wird. Durch die Messung von Menge und Dauer des Sickerwasserabflusses bis zum sog. "Abklingpunkt" sollte das im allgemeinen als "Feldkapazität" bezeichnete Wasserhaltevermögen bestimmt werden, das THORMANN und MEYER (5) als die "Natürliche Sättigungs-Kapazität bei Sickerwasserspende Null" (NSK<sub>O</sub>) bezeichnen.

Darüber hinaus sollten die Versuche bei unterschiedlichen Fließ-Gleichgewichten Daten über die Flux-spezifischen Wassergehalte des Bodens liefern, u.a. als eine weitere Basis für Kalkulationen des miscible displacement von gelösten Substanzen.

#### 2 VERSUCHSAUFBAU UND - VARIANTEN

#### 2.1 VERSUCHS-BODEN

Die Versuche wurden an einem Löß-Griserde-Monolith durchgeführt. Die Tiefenfunktion der Porengrößen-Zusammensetzung, die auf die Versuchsergebnisse entscheidenen Einfluß hat, ist in Abb. 1 wiedergegeben. Eine ausführliche Profilbeschreibung wurde bereits früher gegeben (4).

### 2.2 VERSUCHSANLAGE

Der Monolith wurde als Unterdruck-Lysimeter im Labor aufgestellt. Über eine elektromagnetische Wiegevorrichtung (HOMEYER, 2) konnten die Gewichts-Änderungen erfaßt werden.

10 Tensiometer wurden gleichmäßig über die gesamte Säulenlänge im Abstand von 17,5 cm eingebaut; später wurden noch in 7,5 cm und in 190 cm Tiefe direkt über der keramischen Platte je eine Tensiometerkerze eingesetzt.

Die Bewässerung erfolgte mit Intensitäten von weniger als 500 mm/Tag über Schlauchpumpen mit 6 bzw. 20 Schläuchen. Um eine Oberflächen-Verschlämmung zu verhindern, wurde eine Glasfasermatte auf das Lysimeter gelegt. Bei Bewässerungen über größere Zeiträume wurde als Verdunstungsschutz eine Platte aus Hart-PVC aufgelegt. Das Sickerwasser wurde bei Beregnungs-Intensitäten von weniger als 15 mm/Tag durch Anlegen eines Unterdruckes an die keramische Platte in ein graduiertes Auffanggefäß abgesaugt; bei höheren Durchlaufraten wurde das frei über der Platte austretende Wasser an mehreren Stellen mit einer Wasserstrahlpumpe abgezogen.



Tiefenfunktion der Porengrößen -Zusammensetzung Abb.1

#### 2.3 VERSUCHSVARIANTEN

Zu Beginn der Versuchsreihe hatte der Monolith aufgrund einer vorangegangenen 3-jährigen Austrocknungszeit einen über die gesamte Säule gemittelten durchschnittlichen Wassergehalt von nur 17,5 Vol %; für die einzelnen Tiefenabschnitte lag er zwischen 4 Vol % (für die obersten 10 cm) und 26 Vol % (in 90 - 100 cm Tiefe, Bt-Horizont).

- Der erste Infiltrationsversuch lief über 55 Tage bei einer kontinuierlichen Bewässerung von <u>13,9 mm/d</u>. Der an die Saugplatte angelegte Unterdruck betrug ca. 300 cm WS, womit ein GWS von 500 cm simuliert wurde; das entspricht den natürlichen Verhältnissen am Entnahmeort des Monolithen. Nach der Bewässerung wurde zunächst der Verdunstungsschutz auf der Säule belassen und die Abklingphase der Sickerwasser-Spende aufgenommen. Die weitere Austrocknung erfolgte durch Evaporation über die Lysimeter-Oberfläche.
- Der durchschnittliche Anfangswassergehalt beim nächsten Versuch betrug 29,5 Vol %; er wurde über das Gewicht der Säule bestimmt.

Es wurde 24 Tage mit einer Intensität von <u>7.9 mm/d</u> bewässert; der Unterdruck an der Platte betrug wie im 1. Versuch 300 cm WS.

Um die Evaporationsraten zu erhöhen, wurde gleich nach Bewässerungsende ein Ventilator in Höhe der Lysimeter-Oberfläche angebracht, der einen ständigen Luftstrom über der Verdunstungsfläche bewirkte; nach 7 Tagen wurde zusätzlich die Raumtemperatur von 23  $^{\circ}$ C auf 28 - 30  $^{\circ}$ C erhöht.

 Der Austrocknungsgrad entsprach etwa dem zu Beginn des vorangegangenen Versuches; nach Anzeige der Waage betrug der durchschnittliche Wassergehalt 30,4 Vol %. Da die während des Versuches auftretenden hohen Sickerwassermengen trotz erhöhtem Unterdruck nicht mehr durch die Keramikplatte abgesaugt werden konnten, wurde das jetzt in ungespanntem Zustand frei am Fuß der Säule austretende Wasser mit einer Wasserstrahlpumpe in ein graduiertes Gefäß abgezogen. Auch nach dem Versuch wurde kein Unterdruck mehr angelegt, so daß in diesem Falle nur die Wassermenge ermittelt wurde, die das natürliche Haltevermögen des Bodens überstieg und aufgrund der Schwerkraft ablief.

Die folgenden Infiltrations- und Durchlaufversuche sollten bei hohem Wassersättigungsgrad durchgeführt werden; daher wurde die Evaporation weitgehend unterbunden und nur noch das austretende Sickerwasser aufgefangen.

4. In dem hier beschriebenen Versuchsglied sollte die größtmögliche Infiltrationsrate und im Fließ-Gleichgewichts-Zustand die maximale Durchflußquote bestimmt werden, ohne daß die Säule überstaut wurde.

Das Wasser wurde mehr oder weniger kontinuierlich mit Meßzylindern auf den Lysimeter geschüttet; dabei wurde darauf geachtet, daß gerade soviel zugegeben wurde, daß noch kein freies Oberflächenwasser auftrat. Die Durchflußrate im Fließ-Gleichgewicht betrug <u>1075 mm/d.</u> Der Anfangswassergehalt lag bei 37,2 Vol %; die Bewässerung lief über 130 Minuten.

Trotz der aufliegenden Glasfasermatte zeigten sich nach diesem Beregnungsgang erste Anzeichen einer Oberflächenverschlämmung mit geringfügiger Ton-Schluff-Segregation. Diese Beobachtung gab den Anstoß zur Durchführung des im folgenden beschriebenen Untersuchungsganges.

- 5. Um den Effekt einer stark verschlämmten Oberfläche auf die Wasserzügigkeit zu messen, wurde eine künstlich verschlämmte Schicht von 5 - 7 cm Mächtigkeit geschaffen. Unter Zugabe von Wasser wurde der Boden mit einem Spatel zu einem homogenen, dickflüssigen Brei verrührt und damit jede noch vorhandene natürliche Struktur zerstört. Anschließend wurde Wasser mit großvolumigen Pipetten aufgegeben und über die gesamte Versuchsdauer von 6,5 Stunden ein Überstau von 1 - 3 cm aufrechterhalten. Die Infiltrationsrate im steady state verringerte sich auf 283 mm/d.
- 6. Im letzten Glied dieser Versuchsreihe mit sehr hohen Anfangswassergehalten (ca. 38 Vol %) wurde das Wasser wieder mit einer begrenzten Intensität angeboten; es wurden <u>100 mm/d</u> gewählt. Diese Menge wurde über eine Schlauchpumpe dosiert und über 24 Stunden ausgebracht. Vorher wurde die verschlämmte Oberfläche im trockenen Zustand mit einem Spatel "umgegraben" und aufgelockert.

### 3 ERGEBNISSE UND DISKUSSION

Einleitend sollen einige Begriffe und Meßgrößen definiert und erläutert werden, die im folgenden Text und in den Graphiken und Tabellen verwendet werden.

Der <u>"Durchtrittspunkt"</u> (DP) ist der Zeitpunkt, in dem am Fuß des Lysimeters in 190 cm Tiefe Sickerwasser in ungespanntem Zustand austritt.

Im <u>"Äquivalenzpunkt"</u> (ÄP) stellt sich ein Fließ-Gleichgewicht ein (steady state); in diesem Zustand ist Austragsrate = Eintragsrate, die Saugspannungen bleiben konstant.

Der Bodenwasser-Vorrat wird als <u>"Aktuelle Sättiqungs-Kapazi-</u> <u>tät"</u> (aSK) bezeichnet. Unter den gegebenen Umständen nimmt der Boden nicht mehr Wasser auf.

Die <u>"Restkapazität"</u> (RK) meint die Volumendifferenz, die zwischen Durchtrittspunkt und Äquivalenzpunkt aufgefüllt wird.

Der schon von THORMANN und MEYER (5) verwendete Begriff "Natürliche Sättigungs-Kapazität bei Sickerwasserspende Null" (NSKo) beschreibt das Bodenwasservolumen, das nach vorhergegangener, maximal möglicher Aufsättigung gegen die Schwerkraft bei freiem Sickerwasserabfluß in der Boden-Matrix gehalten wird.

### 3.1 BEWÄSSERUNGS-PHASEN

In Tab. 1 sind die Meßergebnisse der einzelnen Versuchsglieder zusammengestellt. Geht man vom Porenfüllungsgrad zu Beginn der Infiltrations- und Durchlaufphasen aus (Sp.2), Bei einem Tiefenvergleich ist zu beachten, daß in den Abschnitten 10 – 21 cm und 30 – 41 cm andere Wassergehalte vorliegen als in den übrigen Proben; ein direkter Vergleich der  $\lambda$ -Werte ist daher nur für die drei unteren Tiefen zulässig.

Die große Streuung von  $\lambda$  innerhalb der fünf Proben ist zum Teil darauf zurückzuführen, daß diese Messungen in natürlich gelagerten, strukturierten Böden vorgenommen wurden und nicht in homogenisiertem Bodenmaterial, wie dies bei früher beschriebenen Versuchen (19) der Fall war.

Vergleicht man die Mittelwerte dieser Testmessungen mit den  $\lambda$ -Werten der Eichkurven (Abb. 3), die für entsprechende Wassergehalte gelten, so ergibt sich eine recht gute Übereinstimmung für die Tiefen 1, 2 und 5. Die für diese Tiefen ermittelten WLF-WG-Beziehungen, können somit als repräsentativ angesehen werden. Für die Tiefen 3 und 4 werden bei der Eichung WLF-Koeffizienten bestimmt, die um etwa 100 bzw. 40·10<sup>-5</sup> cal/cm·sec·<sup>O</sup>C tiefer liegen als der Mittelwert der Kontrollmessungen (Tab. 2).

Vergleicht man in Abb. 3 (a und b) die Differenzen der  $\lambda$ -Werte zwischen den jeweils höchsten und niedrigsten Wassergehalten, d.h. die über die jeweilige Gesamt-Wassergehalts-Änderung gemittelten WLF-Gradienten, so ist zu erkennen, daß diese gleich sind, obwohl die absolute Größe der jeweiligen  $\lambda$ -Werte bis zu 150 · 10<sup>-5</sup> cal/cm.sec.<sup>O</sup>C differiert, wie Tab. 3 zeigt.

Tab.	3:	: Gradient A/O (Vol % H <sub>0</sub> O) und absolute A -Werte				
		$(\lambda \cdot 10^{-5})$ der Proben <sup>2</sup> mit den höchsten und niedrig	-			
		sten WLF-Werten.				

Tiefe	<b>λ</b> für 18 Vol %	λ/Θ (Vol % H <sub>2</sub> O)	<b>λ</b> für 34 Vol %
10 - 21	350	8,13	48o
40 - 51	200	8,13	330

## 4.1.3 Vergleich $\lambda - \Theta$ - und $\Psi - \Theta$ - Beziehungen

Im folgenden vergleichen wir die  $\lambda$ - $\Theta$ -Beziehungen mit den pF-Charakteristiken, wobei wir die "natürlichen"  $\Upsilon$ - $\Theta$ -Beziehungen verwenden.

Die WLF-Messungen und die pF-Messungen wurden in getrennten Versuchsansätzen durchgeführt, weil die Austrocknung bei den  $\lambda$ -Messungen weiter getrieben werden konnte als bei den  $\Psi$ -Messungen, die wegen des geringeren Meßbereiches der Tensiometer bei pF 2,9 enden mußten. Die Fortsetzung der natürlichen  $\Psi$ - $\Theta$ -Funktion in höhere Saugspannungs-Bereiche hinein mag in der Weise extrapoliert werden, indem man ein Anschmiegen an die Labor- $\Psi$ - $\Theta$ -Beziehung annimmt.

Die  $\lambda$ -O-Beziehungen wurden in aufeinanderfolgenden H<sub>2</sub>O-De- und Adsorptions-Gängen bestimmt. Dabei deutet sich die Tendenz an, daß die im Desorptionsgang gemessenen  $\lambda$ -Werte unter, die im Adsorptionsgang gemessenen  $\lambda$ -Werte über der Mittelwerts-Kurve liegen und daß diese "Hysterese" sich mit wiederholter De- und Adsorption verstärkt. Dieser der  $\Psi$ -O-Hysterese gegenläufige, vermutlich durch Strukturwandlung (vgl. 19 ) ausgelöste Hysterese-Effekt ist jedoch relativ schwach ausgeprägt, nimmt jedoch in der Reihenfolge Tiefe 4 (Abb. 3 d, 60 - 71 cm), 1 (Abb. 3 a, 10 - 21 cm), 3 (Abb. 3 c, 50 - 61 cm), 2 (Abb. 3 b, 40 - 51 cm) zu.

Bildet man unabhängig von diesen Hysterese-Phänomenen die Mittelwerts-Kurven aller  $\lambda$ -Werte, so zeigt sich in den Tiefen 1 eine lineare, in den Tiefen 3 und 4 eine der pF-Charakteristik ähnelnde sinuidale  $\lambda$ - $\Theta$ -Charakteristik. In Tiefe 2 ist die  $\lambda$ - $\Theta$ -Funktion in den ersten 3 De- und Adsorptionsgängen ebenfalls als linear zu betrachten, nimmt aber dann sinuidalen Charakter an. Diese Aussagen gelten jedoch einschränkend nur für den untersuchten Feuchte-Bereich zwischen 15 und 36 Vol % H<sub>2</sub>O. Eine Erklärung für den unterschiedlichen Anstieg und den unterschiedlichen Verlauf der  $\lambda$ - $\Theta$ -Beziehung in den 4 Bodentiefen leitet sich aus der früher (19) aufgrund von Modell-Versuchen erläuterten Ähnlichkeit der  $\lambda$ - $\Theta$ - mit den  $\Psi$ - $\Theta$ -Funktionen her.

Betrachtet man den Verlauf der pF-Charakteristiken, so ergibt sich oberhalb und unterhalb des Wendepunktes ein m.o.w. linearer Kurven-Abschnitt von unterschiedlicher Länge. Dieser Abschnitt überdeckt einen von Probe zu Probe unterschiedlich breiten und unterschiedlich gelagerten Abschnitt auf der Wassergehalts-Abszisse. Die Wasser-Gehalts-Änderungen ( 15 - 36 Vol %) vollziehen sich also in unterschiedlichen Saugspannungs-Bereichen.

So fallen sie in den Bodentiefen 1 und 2 im wesentlichen in den Bereich mit mehr oder weniger linearen  $\Psi$ - $\Theta$ -Beziehungen, was sich dann auch in einer m.o.w. linearen  $\lambda$ - $\Theta$ -Beziehung äußert.

In den Bodentiefen 3 und 4 dagegen, wo der m.o.w. lineare Abschnitt der pF-Charakteristik schmal ist, d.h., sich die Feuchteänderungen zu wesentlichen Teilen in den steilen Ästen der  $\Psi$ - $\Theta$ -Funktion abspielen, nimmt auch die  $\lambda$ - $\Theta$ -Beziehung einen sinuidalen Verlauf an.

Ermittelt man die Anstiege der pF-Charakteristiken im mittleren, m.o.w. linearen Kurvenabschnitt und die diesem Bereich entsprechenden Anstiege der  $\lambda$ -Charakteristiken, so wachsen beide in der Reihenfolge 4-1-3-2, bei einem annähernd gleichen Quotienten tg ( $\lambda = f(\Theta)$ ) : tg ( $\Psi = f(\Theta)$ ) = 2,5.

Abschließend sei festgehalten, daß in allen 4 Bodentiefen die Adsorptions-Desorptions-Hysterese der  $\Psi$ - $\Theta$ -Beziehungen mit maximal 2,5 Vol % wesentlich geringer ist als die früher (19) an eingeschlämmten Modell-Lößproben ermittelte maximale Differenz von 9 Vol %. Dies kann als Erklärung dafür gelten, daß sich die an den Modellproben nachgewiesene gleichsinnige  $\lambda$ - $\bigcirc$ -Hysterese in den hier untersuchten natürlich strukturierten Proben nicht zu erkennen gibt.

Parallel-Messungen, die an jedem Stechzylinder mit einer anderen Sonde vorgenommen wurden,ergaben lediglich vertikale Parallel-Verschiebungen der  $\lambda$ - $\bigcirc$ -Kurven entsprechend den vom Boden-Sonden-Kontakt abhängigen absoluten Basis- $\lambda$ -Werten. Diese liegen innerhalb der in Tab. 3 angegebenen Extremwerte.

### 4.1.4 Zusammenfassung

Faßt man die Ergebnisse der  $\lambda$ -Eichmessungen zusammen, kann folgendes konstatiert werden:

- Die WLF (λ)- WG (θ)-Charakteristiken zeigen einen Verlauf, der den "natürlichen" pF-Kurven ähnelt. Die θ-Gradienten für λ ändern sich jedoch in einem geringeren Ausmaß als die θ-Gradienten des pF-Wertes.
- 2. Wassergehalts-Bestimmungen über die WLF-Messung erfordern eine Eichung an dem zu untersuchenden Boden. Diese kann, in aufwendiger Weise, so erfolgen, daß mit mehreren Sonden bei mehreren Einstichen die Veränderung der  $\lambda$ -Werte im Wasser- De- oder Adsorptionsgang gemessen wird. Durch wiederholten Einstich einer Sonde in dieselbe Probe, jetzt mit unbekanntem Wassergehalt, kann über den  $\lambda$ -Mittelwert aus der Eichkurve der Wassergehalt entnommen werden. Einfacher ist die Eichung stationär eingebauter Sonden, da hierbei die absolute Höhe der gemessenen  $\lambda$ -Werte keine Rolle spielt, sondern nur der  $\lambda$ - $\Theta$ -Gradient. Dieser wird im Wasser- De- und Adsorptionsgang einmalig ermittelt. Ist die  $\lambda$ - $\Theta$ -Funktion bekannt, genügt beim Einbau der Sonde die einmalige Messung des aktuellen Wassergehaltes zur Feststellung des  $\lambda/\Theta$ -Ausgangspunktes.

Der Einsatz von WLF-Messungen für Zwecke der Wassergehalts-Bestimmung erscheint somit nur sinnvoll, wenn kontinuierliche stationäre Messungen gewünscht werden.

3. Die Beziehung zwischen absoluten  $\lambda$ -Werten und dem Wassergehalt spiegelt strukturelle Unterschiede der Bodenproben und

- 82 -

Unterschiede in der Anordnung des Porenwassers wider. So zeigen im vorliegenden Fall die Tiefenabschnitte 10 - 40 cm bei gleichem Wassergehalt  $\lambda$ -Werte, die um etwa 40. 10<sup>-5</sup> cal/cm.sec.<sup>o</sup>C, d.h., um ca. 10 % größer sind als die der Tiefenabschnitte 40 - 70 cm.

Nach den Ergebnissen von KASUBUCHI (11) und SKAGGS and SMITH (21) ist mit steigenden Trocken-Dichten (TrD) ein Anstieg der WLF zu erwarten. Für die drei unteren Profiltiefen steigt die TrD von 1,50 g/cm<sup>3</sup> (40 - 51 cm) auf 1,57 g/cm<sup>3</sup> (60 - 71 cm); für die WLF ist zumindest die Tendenz eines Anstiegs zu erkennen, der jedoch aufgrund der großen Streuung der  $\lambda$ -Werte als nicht gesichert anzusehen ist. Die größere WLF des oberen Profilabschnittes kann mit einem Einfluß der Lagerungsdichte nicht erklärt werden, da die mittlere TrD 1,53 g/cm<sup>3</sup> beträgt.

Der höhere Humusgehalt im Oberboden (1,44 % TrS in 10 - 21 cm Tiefe) im Vergleich zu den tieferen Abschnitten (0,65 % TrS in 60 - 71 cm Tiefe) kann ebenfalls nicht der Grund für die größere WLF sein, da die geringe WLF von Humus, die von PENNYPACKER (14) mit ca. 40.  $10^{-5}$  cal/cm.sec.<sup>OC</sup> angegeben wird, sich eher verkleinernd auf die WLF auswirkt.

Als Ursache für den Abfall der WLF zwischen den Abschnitten in 30 - 41 cm und 40 - 51 cm Tiefe können nur Struktureffekte angenommen werden. Der obere Profilabschnitt ist infolge der früher erfolgten Bodenbearbeitung als sehr homogen anzusehen. In dem bei 40 cm Tiefe beginnenden Bt-Horizont liegt eine starke Strukturierung nach Prismen und Polyedern vor. Die luftgefüllten, sekundären Flächen-Poren zwischen den Aggregaten, die im oberen Bt<sub>1</sub>-Horizont ziemlich geringe Ausmaße haben, können hier für die Wärmeleitung limitierend sein.

4. Die bei den Saugspannungs-Messungen zwischen Wasser-Sorption und-Desorption ermittelte Wassergehalts-Hysterese von maximal 2,5 Vol % spiegelt sich in der WLF-Messung nicht wider. Eine eindeutige Trennung zwischen den λ-Θ-Kurven, die in den Phasen der Wasseraufnahme oder -abgabe aufgenommen wurden, ist nicht möglich. Aufgrund der Streuung der Meßergebnisse, die bei diesen Eichmessungen erzielt wurden,können Wassergehalts-Bestimmungen über die Messung der spezifischen Wärme-Leitfähigkeit mit einer geschätzten Genauigkeit von 3 Vol % durchgeführt werden. 4.2 LYSIMETER - VERSUCHE

4.2.1 Erster Infiltrationsversuch

Für den Ablauf des ersten Infiltrationsversuches kann eine Unterteilung in 4 Phasen (Abb. 5) vorgenommen werden:

Phase I :	Bewässerungs-Phase vom Beginn bis zum Durchtrittspunkt (DP)
	DP = Zeitpunkt des Sickerwasser-Durchtritts
	am Fuß des Lysimeters in 190 cm Tiefe
Phase II :	Bewässerungs-Phase vom DP bis zum Äqui- valenzpunkt (ÄP)
<ul> <li>Andreas Alexandres</li> <li>Andreas Alexandres</li> </ul>	ÄP = Zeitpunkt, in dem ein Fließ-Gleichge-
	wichts-Zustand erreicht wird (Ein-
	tragsrate = Austragsrate)

Phase III:

Sickerwasser-Abklingphase

Phase IV :

Evaporations-Phase

4.2.1.1 Wassergehalts-Änderungen in Phase I und II

Für die Kalkulation der realen Wassergehalte in den 10 Meßtiefen des Lysimeters werden über die gemessenen Saugspannungen die Äquivalent-Wassergehalte aus den pF-Kurven der entsprechenden Profiltiefe ermittelt. Für die oberen vier Meßtiefen werden die in Stechzylinder-Proben der entsprechenden Tiefenabschnitte aufgestellten "natürlichen" pF-Kurven verwendet. Für die unteren Meßtiefen sind nur die Labor-pF-Kurven bekannt; bei Wassergehaltsbestimmungen aus diesen Beziehungen muß jedoch mit erheblichen Fehlern gerechnet werden. Da für die oberen Meßtiefen trotz der großen Unterschiede in der



### Abb. 4

Wassergehalts-Isochronen im Löß-Griserde-Monolith-Lysimeter bei stationärer Infiltration von 13,9 mm H<sub>2</sub>O pro Tag. O: Anfangs-Wassergehalt, DP: Durchtrittspunkt, ÄP: Äquivalentpunkt, GPV: Gesamt-Poren-Volumen.

### Abb. 5 (Seiten 86 und 87)

Zeitgang von Wassergehalt (WG) und Wärmeleitfähigkeit (WLF) in 10 Bodentiefen des Löß-Griserde-Monolith-Lysimeters. Stationäre Infiltrationsphase I/II: 13,9 mm H<sub>2</sub>O/d, Stationäre Infiltrationsphase V: 7,9 mm H<sub>2</sub>O/d. III: Sickerwasser-Abkling-Phase, IV: Evaporations-Phase, VI: Abkling- + Evaporations-Phase.

- 85 -





Poren-Zusammensetzung die Abweichungen zwischen den LaborpF-Charakteristiken und den "natürlichen" Saugspannungs-Wassergehalts-Beziehungen weitgehend identisch sind, werden die Ergebnisse aus den Eichmessungen auf die übrigen Meßtiefen übertragen. Diese Verallgemeinerung bedarf einer nachträglichen Überprüfung.

Für die Desorptions-Hysterese zwischen den Labor- und den "natürlichen" pF-Kurven werden einheitlich für pF <2,0 4 Vol % angesetzt; dieser Betrag verringert sich auf 2,5 Vol % bei pF 2,8. Für die erste Sorptionsphase, der eine extreme Austrocknung voranging, wird ein durchschnittlich 2,5 Vol % größerer Hysteresebetrag angesetzt.

In Abb. 4 sind Wassergehalts-Isochronen zu Beginn und während der ersten Bewässerung dargestellt. Die für die einzelnen Bewässerungsmengen über die gesamte Lysimeterlänge gemittelten Äquivalent-Wassergehalte weichen um maximal 1,5 Vol % von den durchschnittlich realen, über das Gewicht der Säule ermittelten Wassergehalten ab. Die Ergebnisse zeigen, daß die kalkulatorischen Ansätze durchaus brauchbar sind.

Abb. 5 zeigt für jede der zehn Meßtiefen den zeitlichen Verlauf des Wassergehaltes und den der Wärme-Leitfähigkeit für die gesamte Versuchsdauer. Die Wassergehalts-Zeit-Kurven sind durchgezogen, soweit Wassergehalts-Zunahmen durch ein Sinken der Saugspannungen noch angezeigt werden. Für die Abschnitte mit unterbrochenen Wassergehaltslinien ändern sich die Tensiometerwerte nicht mehr. Mögliche Gründe hierfür werden weiter unten aufgezeigt. Die Wassergehalte werden nach dem Verlauf der WLF oder aufgrund der Gesamt-Wassergehalts-Änderungen der Säule kalkuliert.

Aus den Abb. 4 und 5 geht deutlich hervor, daß das Beregnungswasser in einer geschlossenen Front infiltriert. Bevor in den einzelnen Meßtiefen ein Anstieg der Wassergehalte zu - 89 -

verzeichnen ist, ist die Aufsättigung in den jeweils darüberliegenden Meßtiefen bereits weitgehend abgeschlossen. Eine Ausnahme macht der Profilabschnitt zwischen 105 und 140 cm Tiefe. In der Meßtiefe 140 cm wird ein Ansteigen des Wassergehaltes eher gemessen als in 122,5 cm Tiefe. Im höheren Meßpunkt beginnt die Aufsättigung erst zu einem Zeitpunkt, in dem die Saugspannungen in den Meßtiefen 105 cm und 140 cm nur noch 130 bzw. 200 cm WS betragen. Eine Erklärungsmöglichkeit bietet die Porengrößen-Verteilung (Abb. 1):

Wie schon unter Punkt 2.2.3 erwähnt wurde, wird der Anteil der Grobporen mit Saugspannungen von pF < 2,5 in dem Tiefenabschnitt 90 - 100 cm extrem eingeengt auf 2,8 Vol % gegenüber 12 - 14 Vol % im Oberboden und in 140 cm Tiefe. Ähnliches gilt für die Mittelporen-Fraktion mit pF 2,5 - 3.0; der Anteil dieser Poren nimmt mit zunehmender Tiefe von 10 - 12 Vol % auf 2.4 Vol % in 95 cm Tiefe ab und steigt auf ca. 8 Vol % in 140 cm Tiefe wieder an. Die Einschnürung dieser Poren, denen für die Wasserbewegung im Boden die größte Bedeutung zukommt, ist als ein Engpaß für die eindringende Wasserfront anzusehen. In der darüberliegenden Meßtiefe (87,5 cm) wird die Aufsättigung bis pF 1,2 sehr rasch erreicht. Nach dem Passieren des Engpasses fließt ein Teil des Wassers auf kapillarem Wege weiter abwärts und bewirkt in 105 cm Tiefe eine relativ langsame, kontinuierliche Wassergehalts-Zunahme; für den übrigen Teil des Wassers muß angenommen werden, daß es in ungespanntem Zustand in groben Poren und Gefüge-Rissen in größere Tiefen abgeführt wird, da nur kurze Zeit später als in 105 cm Tiefe auch in der Meßtiefe 140 cm ein Anstieg des Wassergehaltes erfolgt. Ein Vordringen des Wassers auf dem zuletzt genannten Wege in Tiefen von > 140 cm wird durch die Gefügeveränderung und Diskontinuität der Poren beim Übergang zum C-Horizont kapazitativ gebremst.

Erst nach weitgehender Sättigung der darüberliegenden Schichten wird durch weitere kapillare Abwärtsbewegung in 122,5 cm Tiefe eine Wassergehalts-Zunahme erreicht. Die Aufsättigung erfolgt sehr schnell, da in der darunterliegenden Schicht bereits eine Porenfüllung bis pF 2,3 erreicht ist.

Aus der Abb. 5 ist ersichtlich, daß die weitere Aufsättigung in den Tiefen 105 cm und 140 cm relativ schnell und schubartig vor sich geht, bevor das Infiltrationswasser bis in die Tiefe 152,5 cm vordringt. Das kann mit dem Porensprung beim Übergang zum C-Horizont erklärt werden, der einen weiteren Engpaß in der Wasserführung darstellt.

Der Durchtrittspunkt (DP) des Wassers am Fuß der Bodensäule in 190 cm Tiefe wird bei der Bewässerungs-Menge von 332 mm erreicht. Zu diesem Zeitpunkt sind in allen Meßtiefen - mit Ausnahme des untersten Meßpunktes in 175 cm Tiefe - die Saugspannungen auf 11 bis 24 cm WS gesunken. Bei einer Bewässerungs-Menge von 746 mm wird der Äqivalenzpunkt (ÄP), d.h. der Fließ-Gleichgewichts-Zustand erreicht (Sickerwasserrate = Bewässerungsrate).

In der Zeit zwischen Durchtrittspunkt und Äguivalenzpunkt (Abschnitt II in Abb. 5) werden von dem Monolithen noch weitere 65 mm aufgenommen; das entspricht einer über die gesamte Säule gemittelten Gesamt-Wassergehalts-Zunahme von 3,4 Vol %. Für den unteren Abschnitt (175 - 190 cm) kann aufgrund der noch weiter abfallenden Saugspannung eine Wassergehalts-Zunahme von etwa 4 Vol % angenommen werden, so daß ein Anstieg des Gesamt-Wassergehaltes von 3 Vol % zwischen DP und ÄP anzusetzen ist, der über die tensiometrischen Messungen nicht erfaßt werden kann. Es wird angenommen, daß die Wassergehalts-Zunahme gleichmäßig erfolgt; daher wird im ÄP für jede Meßtiefe ein gegenüber dem DP um 3 Vol % erhöhter Wassergehalt angesetzt. Dieser Betrag entspricht etwa der Hysterese, die bei der Erstellung der "natürlichen" pF-Kurven zwischen der Sorptionsund der Desorptionskurve auftritt.

# 4.2.1.2 Wärme-Leitfähigkeits-Änderungen in Phase I und II

Der Zeitgang der WLF in den 10 Meßtiefen des Lysimeters ist ebenfalls in Abb. 5 dargestellt. In der Anfangsphase der Aufsättigung, wo große Zuwachsraten beim Wassergehalt gegeben sind, ähnelt in allen Meßtiefen der Verlauf der WLF-Zeitkurven dem der entsprechenden WG-Zeitkurven. Entsprechend den in den einzelnen Tiefen unterschiedlichen Wassergehalts-Zunahmen ist auch die WLF-Änderung unterschiedlich groß. Die diskontinuierliche Aufsättigung des Profilabschnitts 105 bis 140 cm Tiefe kann auch über die WLF-Änderungen verfolgt werden.

Für die Zeitphasen, in denen die Saugspannungen ihren Tiefstand bereits erreicht haben und sich nicht mehr verändern, kann für einige Tiefen (siehe Abb. 5) noch ein Anstieg der WLF gemessen werden. Dieser Zuwachs fällt zeitlich mit dem Übertritt des Beregnungswassers in den C-Horizont zusammen, so daß auch aus diesem Grunde ein Ansteigen des Wassergehaltes in den Meßtiefen angenommen werden kann, in denen eine Zunahme der WLF registriert wird. Weitere Erklärungsmöglichkeiten werden in einer weiteren Arbeit über Fließgleichgewichts-Untersuchungen an diesem Boden (20) diskutiert.

Die Wassergehalts-Änderung von durchschnittlich 3 Vol % zwischen Durchtritts- und Äquivalenzpunkt (Phase II) kann jedoch auch über die WLF-Messung in keiner der 10 Meßtiefen erfaßt werden.

4.2.1.3 Sickerwasser-Abklingphase (III)

Nach Bewässerungsende wird über eine Zeitspanne von 65 Tagen (Abschnitt III in Abb. 5) das Sickerwasser durch die keramische Platte mit 300 cm WS Unterdruck abgesaugt. Die <u>Wassergehalts-Änderungen</u> in den zehn Meßtiefen werden über die Tensiometermessungen aus den "natürlichen" DesorptionspF-Charakteristiken kalkuliert. Die Äquivalentwerte für die Gesamt-Wassergehalts-Abnahme weichen nur um maximal o,6 Vol % von den über die Sickerwasser-Menge gemessenen realen Größen ab. In den einzelnen Meßtiefen ist die Abnahme des Wassergehaltes unterschiedlich groß; im Bt-Horizont ist entsprechend dem Anteil der Grobporen die Wassergehalts-Abnahme geringer als im Oberboden und im unteren Profilabschnitt. Ebenso wie die Sickerwasserspende, die nach 10 Tagen bereits 50 % der in 65 Tagen erreichten Gesamtmenge ausmacht, verringern sich die Wassergehalte im ersten Abschnitt der Sickerwasserabflußphase relativ stark.

Aus Abb. 5 ist deutlich zu erkennen, daß der <u>Verlauf</u> der <u>Wärme-Leitfähigkeits-Zeitkurven</u> mit dem der Wassergehalts-Zeitkurven nahezu identisch ist.

4.2.1.4 Evaporations-Phase (IV)

Die zeitliche Veränderung des Wassergehaltes und der Wärme-Leitfähigkeit während der Evaporation ist für jede Meßtiefe aus Abb. 5, Phase IV ersichtlich. Für einige Zeitpunkte während des Desorptionsgangs III und IV und für den Endzeitpunkt der Bewässerung werden in Abb. 6a und 6b die Tiefenfunktionen der Saugspannungen und der Äquivalent-Wassergehalte dargestellt. Die "natürlichen" pF-Desorptionskurven erweisen sich für die Kalkulation der Wassergehalte als durchaus brauchbar; die Differenzen zwischen den äquivalenten Gesamt-Wassergehalten und den realen Werten, die während der Evaporations-Phase über das Gewicht des Lysimeters errechnet werden, betragen weniger als 1 Vol %.



93

1

700

800

108.

chronen der Saugspannungen, tensioDie Evaporation führt erwartungsgemäß zu einer stärkeren Austrocknung der oberen Boden-Abschnitte. Unterhalb 70 cm Tiefe bleibt die Abnahme des Wassergehaltes gering.

In 105 und 122,5 cm Tiefe nehmen die Wassergehalte nur noch um 3,2 Vol % ab; in 140 cm Tiefe beträgt die max. Wassergehalts-Änderung aufgrund des erhöhten Anteils der Grobporen mit Saugspannungen von pF<2,5 etwa 4,5 Vol %. Im oberen Profilabschnitt wird in 17,5 cm Tiefe eine maximale Austrocknung auf einen Wassergehalt von 14 Vol % erreicht. Die Saugspannung übersteigt den Meßbereich der Tensiometer; sie wird zum Endzeitpunkt der Evaporations-Phase auf ca. pF 3,1 geschätzt.

Die Wasserscheide zwischen auf- und absteigender Wasserbewegung, ermittelt aus den hydraulischen Gradienten der einzelnen Tiefenabschnitte zwischen den Meßpunkten, verlagert sich während der Evaporations-Phase bis zum 60. Tag von 0 bis in 122,5 cm Tiefe und bleibt dort stehen. Die Abnahme der Wassergehalte in dem Tiefenbereich unterhalb 122,5 cm ist also ausschließlich durch absteigende Wasserbewegung erfolgt.

Auch in diesem Versuchsabschnitt sind in allen Meßtiefen die Veränderungen der  $\lambda$ -Werte den Veränderungen der Wassergehalte proportional.

## 4.2.2 Zweiter Infiltrationsversuch

Der zweite Infiltrationsversuch (vgl. Abb. 5a u. 5b) schließt sich unmittelbar an die Evaporations-Phase des ersten Versuchs an. Er umfaßt die beiden Phasen

- V : Gesamte Bewässerungsdauer bis zum Erreichen des Äquivalenzpunktes und
- VI: Wasser-Ausschöpfungsphase durch <u>gleichzeitige</u> Evaporation und Sickerwasser-Abfluß.

### 4.2.2.1 Wassergehalts-Gang

Zur Errechnung der Wassergehalte aus den Tensiometerwerten wurden wieder die "natürlichen", im H<sub>2</sub>O-<u>Ad</u>sorptionsgang an Stechzylinderproben ermittelten  $\Psi - \Theta$ -Beziehungen verwendet - dies jedoch nur für die oberen 3 Profilabschnitte.

Weil aber der 2. Bewässerungs-Gang an einem Boden erfolgte, der infolge des 1. Bewässerungs-Ganges bereits befeuchtet war und nicht wie vor dem 1. Gang sehr weitgehend ausgetrocknet, wurden dieses Mal andere, und zwar der Vorbefeuchtung entsprechende Adsorptions- $\Psi - \Theta$ -Beziehungen verwendet. Für die Tiefen-Abschnitte 1, 2 und 3 (Abb. 5) wurden die gestrichelten Adsorptions-Kurven der Abb. 3a, 3b und 3c verwendet. Für die tieferen Abschnitte wurde wieder aus der Labor-DesorptionspF-Kurve die "natürliche" Desorptions-pF-Kurve konstruiert (Desorptions-Hysterese wie beim 1. Gang 2,5 - 4 Vol % H<sub>2</sub>O) und daraus wieder die "natürliche" Adsorptions-pF-Kurve, diesmal jedoch mit einem De- Adsorptions-Hysterese-Betrag von nur 0,5 - 2 Vol % H<sub>2</sub>O statt 2,5 Vol % H<sub>2</sub>O wie beim 1. Infiltrationsgang.

Auch dieses Mal dringt trotz der höheren Ausgangs-Feuchte des Bodens das Wasser wieder frontal ein, d.h. daß das Ansteigen des Wassergehaltes in einem bestimmten Tiefen-Abschnitt erst dann verstärkt eintritt, wenn der darüberliegende Abschnitt bereits weitgehend mit Wasser aufgesättigt ist. Die Wassergehalts-Zeitkurven der einzelnen Tiefen-Abschnitte sind jedoch in geringerem Maße wegen des höheren Anfangs-Wassergehaltes gegeneinander versetzt als in der 1. Bewässerungs-Phase.

Dies wird besonders beim Bt-Horizont deutlich, wo die Zeitpunkte des Einsetzens der Wassergehalts-Anstiege in 87,5, 105 und 122,5 cm Tiefe sehr dicht beieinander liegen. Sie werden bei der angewandten Bewässerungs-Intensität von 7,9 mm/d zwischen 100 und 110 mm Wasser-Eintrag erreicht. Ein Durchbruch von ungespanntem Wasser in den Boden-Abschnitten unter 100 cm tritt dieses Mal nicht mehr ein. Die kapillare Wasserleitung reicht bei der geringeren Bewässerungs-Intensität aus, um keinen Wasserstau eintreten zu lassen, der zur ungespannten Versickerung führen könnte.

Zum Zeitpunkt, in dem die Saugspannungs-Werte ihren niedrigsten Stand erreichen (pF ~1,3), liegt der Wassergehalt um 1 bis 2,5 Vol % über dem, der im gleichen Zustand beim 1. Bewässerungsgang ermittelt wurde. Dies wird auf die im Vergleich zum 1. Gang geringere De-Adsorptionshysterese zurückgeführt. Der DP wird im 2. Bewässerungsgang nach 149 mm Wasser-Eintrag, im 1. nach 332 mm erreicht. Da der Ausgangs-Wassergehalt vor dem 1. und 2. Gang um 231, die Eintrags-Wassermenge beim DP aber um 183 mm differiert, ergibt sich eine Verminderung des Hysterese-Betrages um 48 mm (DP<sub>2</sub> ist in Abb. 5 aus Raumgründen nicht eingezeichnet).

Zwischen DP und ÄP nimmt der Wassergehalt - gravimetrisch gemessen und nicht mehr durch Tensiometer, wohl aber über die WLF erfaßbar - um weitere 17 mm entsprechend etwa 1 Vol % zu. Ein kleiner Teil dieses Betrages entfällt auf den untersten Boden-Abschnitt, der sich — wie im 1. Gang — erst zwischen DP und ÄP aufsättigt.

In der auf die Bewässerung nach Erreichen des ÄP folgenden Entwässerungs-Phase VI erfolgen dieses Mal Sickerwasser-Austrag (Abklingphase) und Evaporation, verstärkt durch einen Ventilator gleichzeitig.

Die Daten für diesen 2. H<sub>2</sub>O-Ausschöpfungsgang (VI) sowie für den 1. Gang (III u. IV aus Abb. 5) sind in Tab. 4 enthalten.
Tab.	4:	Daten zu	ı der	n W	asse	er-Au	issch	ıöı	ρfι	ing	gs-Phasen
		Gang 1:	III VT	u.	IV	At	b.	5			
		Angaben	in r	nm	für	den	1,9	-	m	-	Monolith

	1	2
Wassergehalt im ÄP	726	726
Erschöpfungsdauer (Tage)	175	80
Evaporations-Menge	106	106
Sickerwasser-Menge	60	42
Wassergehalt Endzustand	560	578
Evaporation WILD'sche Waage/d	1,53	7,6
Evaporation Monolith=WILD'sche Waage (Dauer in Tagen)	49	6
Evaporation Monolith=WILD'sche Waage bis zur Evaporations-Summemm	75	45
Durchschnitts-Tagesrate der Ver- dunstung vom Monolith nach 49 bzw. 6 Tagen bis zum Endzustand (Evapo- rations-Menge 106 mm) nach 175 bzw. 80 Tagen	0,25	0,82
	the second se	and the second se

Die Evaporations-Rate des Monolithen ist in den ersten 6 (49) Tagen nur wenig höher als die Evaporations-Rate der WILD'schen Waage. Dann wird sie schlagartig geringer und nähert sich langsam einem mehr oder weniger konstanten Endwert. Das Abknicken erfolgt bei einem Saugspannungs-Profil von 800 -526 - 375 - 280 - 213 cm H<sub>2</sub>O im Gang 1 und von 347 - 247 - 151-86 - 53 cm H<sub>2</sub>O im Gang 2. Der höhere Verdunstungs-Anspruch der Atmosphäre im Gang 2 wird also schon eher und bei höheren Wassergehalten im Oberboden nicht mehr voll befriedigt als der niedrigere Anspruch im Gang 1. Trotzdem wird die gleiche Evaporations-Menge im Gang 2 in der halben Zeit wie im Gang 1 erzielt.

Auch im Erschöpfungs-Gang 6 wurden wieder die  $\Psi$ - und  $\Theta$ -Profil-Gradienten (vgl. Abb. 6) ermittelt. Sie gleichen, bezogen auf dieselben Evaporations-Mengensummen, denen des 1. Erschöpfungs-Ganges (Abb. 6). Nur im Bt-Horizont sind geringfügig höhere Wasser-Gehalte festzustellen.

Die hydrologische Wasserscheide sinkt auch wieder auf 122,5 cm ab und bleibt dort stehen, doch wird dieser Zustand im 2. Untersuchungsgang bereits nach 40 Tagen und nicht erst nach 125 Tagen wie im 1. Gang erreicht.

## 4.2.2.2 WLF-Gang

Zwischen den Wassergehalts-Änderungen und den WLF-Änderungen besteht auch im 2. Be- und Entwässerungs-Gang Proportionalität. Es zeigt sich wieder, daß in den unteren Saugspannungsbereichen, in denen die Tensiometer nicht mehr auf Wassergehalts-Änderungen reagieren, die WLF-Sonden durchaus noch Änderungen anzeigen. Extrapoliert man aus dem Anstieg der  $\lambda - \Theta$ -Funktion die WG-Zunahmen in diesem Bereich, so ergibt die Summe der Äquivalent-Wassergehalte der einzelnen Meß-Tiefen eine gute Übereinstimmung mit dem realen, gravimetrisch bestimmten Gesamt-Wassergehalt des Monolithen.

Die Sensibilität der WLF war im 2. Untersuchungs-Gang größer als im 1. Gang: Die gesamte Wassergehalts-Änderung bis zum ÄP war erfaßbar, während im 1. Gang die letzten 3 Vol % H<sub>2</sub>O keine Änderung der WLF mehr bewirkten.

## 4.2.3 <u>Eichung der WLF-WG-Beziehungen anhand der</u> Be- und Entwässerungs-Versuche

In Abb. 7 sind exemplarisch die  $\lambda - \bigcirc$  -Beziehungen für 2 Boden-Tiefen im Gang der wiederholten Be- und Entwässerung dargestellt und den an Stechzylinder-Proben bestimmten  $\lambda - \bigcirc$  -Beziehungen gegenübergestellt. Bei den beiden Boden-Abschnitten handelt es sich um den obersten (17,5 cm ) mit einer starken, und den Bt-Horizont (52,5 cm) mit einer relativ geringen Wassergehalts-Schwankung.

Generell wird unter weitgehender Wahrung des  $\lambda - \bigcirc$ -Gradienten eine im Zuge des Befeuchtungs-Austrocknungswechsels eintretende Depression der absoluten  $\lambda$ -Werte beobachtet, was allgemein mit Kontakt-Lockerungen im Übergangs-Bereich Sonde/Boden erklärt werden kann und seine Ursachen in der durch den Befeuchtung Austrocknungs-Wechsel bedingten Umstrukturierung von Boden-Teilchen, eventuell auch Mikro-Erosion haben kann.

Dadurch kommt es zu hystereseartigen Schleifen der  $\lambda - \bigcirc$ -Beziehungen. Waren die Wassergehalts-Schwankungen gering, wie z.B. in der Tiefe 52,5 cm (Abb. 7b), stellte sich im Anschluß an die 1. Phase mit starker H<sub>2</sub>O-Sättigung recht schnell eine einigermaßen konstante  $\lambda - \bigcirc$ -Beziehung ein, die in den weiteren Phasen des Be- und Entwässerungs-Zyklus nur noch eine recht geringe "Struktur-Hysterese" zeigte.

Waren dagegen die Wassergehalts-Schwankungen wie in dem obersten Tiefen-Abschnitt 17,5 cm (Abb. 7a) groß, so stellten sich ausgeprägte, aber nicht lagekonstante, ja nicht einmal gleichläufige Hysterese-Schleifen ein.

Anders als die an Modellproben (19) ermittelte, mit der  $\Psi-\Theta$ -Beziehung gleichläufige Wasser-Adsorptions-Desorptions-Hysterese der  $\lambda - \Theta$ -Beziehung und <u>ähnlich</u> der an natürlichen Bodenproben (3.2.3) festgestellten "Struktur-Hysterese" müssen auch diese im natürlichen Gesamt-Verband des Bodens beobachteten Phänomene als Ausdruck von Gefüge-Änderungen des Bodens und damit-



— jedoch nicht primär und allein — als Ausdruck der sich bei gleichem Wassergehalt einstellenden unterschiedlichen Anordnung des Porenwassers bewertet werden.

Beobachtungen von EHLERS (4) zeigten, daß im Oberboden unbearbeiteter Acker-Parabraunerden in Abhängigkeit von natürlicher Austrocknung und Befeuchtung beträchtliche Umverteilungen der Porengrößen-Zusammensetzung eintreten können, wobei die GPV-Gewinne und -Verluste in erster Linie durch Vermehrung und Verminderung des Grobporen-Anteiles (>30 µm Ø) bedingt sind.

Somit ergibt sich eine weitere Einschränkung im Hinblick auf die Anwendung der WLF-Bodenfeuchte-Meßmethode auf natürliche Böden. Sie besteht darin, daß bei Böden, die einem stärkeren, vom Feuchtewechsel abhängigen Gefügewandel unterliegen, entweder eine häufige Nacheichung erfolgen muß,oder daß — unter Verzicht auf die volle Empfindlichkeits-Breite der WLF-Methode der Wassergehalts-Schwankungsbereich soweit eingeengt wird, daß die dabei auftretenden Gefüge-Störungen nicht ins Gewicht fallen. Dies gilt natürlich auch in gewissen Grenzen für den Einsatz tensiometrischer Verfahren der Wassergehalts-Bestimmung.

#### 5 ZUSAMMENFASSUNG

In Fortführung von Untersuchungen zur Anwendung der WLF-Bodenfeuchte-Meßmethode, die bislang nur an Modellböden durchgeführt worden war, befaßt sich diese Arbeit mit Problemen der Anwendung und Eichung am Beispiel einer natürlichen Griserde (Parabraunerde mit Schwarzerde-Vergangenheit) aus würmzeitliche Löß.

Die Ermittlung der  $\lambda - \Theta$ -Beziehung wird zunächst an Stechzylinderproben und danach an einem 1,9 m langen Monolith-Lysimeter aufgrund wiederholter Be- und Entwässerungs-Gänge durchgeführt. Gleichzeitig werden die  $\Psi - \Theta$ -Beziehungen mit Hilfe von Tensiometern und auf gravimetrischem Wege verfolgt.

Ergebnisse:

- 1. Die Meßmethode eignet sich im wesentlichen nur für kontinuierliche stationäre Messungen. Sie setzt die Ermittlung der Gradienten der  $\lambda - \Theta$ -Beziehung für jede Meßstelle voraus.
- Die λ-Θ-Beziehungen sind nur für bestimmte mittlere Wassergehalts (WG)-Bereiche als linear zu betrachten. Sie ähneln im Verlauf ihrer Kurven-Äste bei hohen und niedrigen Wassergehalten den Ψ-Θ-Beziehungen, was erneut darauf hinweist, daß λ nicht nur eine Funktion des WG, sondern auch der Anordnung des Poren-Wassers ist.
- 3. Eine so ausgeprägte Wasser-De- und Adsorptionshysterese der  $\lambda \bigcirc$ -Beziehung wie in den Modell-Boden-Proben ist jedoch in den natürlich strukturierten Böden nicht zu beobachten.
- 4. Dafür treten unregelmäßige Parallel-Verschiebungen der  $\lambda = \Theta$ -Charakteristiken auf, die auf Gefüge-Veränderungen im Zuge von Be- und Entwässerungsgängen und damit auf Änderungen der Boden/Sonden-Kontakte und einer veränderten Anordnung des Porenwassers beruhen.
- Diese Erscheinung schränkt die Anwendbarkeit der Methode bei Boden-Tiefenabschnitten mit starken Wassergehalts-Schwankungen ein.

6. Bei kontinuierlichen Messungen von Äquivalent-Wassergehalts-Änderungen erweist sich die WLF-Methode trotz der genannten Einschränkungen gegenüber der Tensiometer-Methode insofern als vorteilhaft, als sie in Wassergehalts-Bereichen oberhalb der Tensiometer-Meßgrenze, aber auch bei sehr niedrigen Saugspannungen Wassergehalts-Änderungen zu erfassen gestattet.

Neben diesen Ergebnissen zur WLF-Bodenfeuchte-Meßmethode werden Beobachtungen zur Wasserbewegung in der Griserde bei Wasser-Infiltration und Evaporation mitgeteilt.

- <u>BARTELS, G., F. BEESE und B. MEYER, 1972</u>: Hydrologische Abgrenzung repräsentativer Landschafts-Ausschnitte, Stratigraphie und Hydrorelief als Faktoren der Bodenvergesellschaftung, Löß-Schwarzerde/Griserde-Börde bei Hildesheim, Göttinger Bodenkundl. Ber. <u>22</u>, 1-46 (1972)
- 2. <u>BEESE, F., und B. MEYER, 1972</u>: Poren-Raum und -Verteilung in Beziehung zum Bodentyp als Grundlage für die Kalkulation der Speicher-Kapazität der Bodendecke in der Landschaft, Göttinger Bodenkundl. Ber. <u>22</u>, 47-81 (1972)
- 3. BEESE, F., R.R. VAN DER PLOEG und B. HOMEYER, 1975: Bestimmung der pF- und K-V-Beziehungen an wägbaren Griserde-Monolith-Lysimetern und Modellberechnungen der zeitabhängigen Saugspannungsverteilung, Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. 22, 87-100 (1975)
- <u>EHLERS, W., 1972:</u> Gesamtporenvolumen und Porengrößenverteilung in unbearbeiteten und bearbeiteten Lößböden,
  Z. Pflanzenern. Bodenk. <u>134</u>, 193-207 (1973)
- 5. FÖLSTER, H., B. MEYER und E. KALK. 1963: Parabraunerden aus primär carbonathaltigem Würm-Löß in Niedersachsen, II. Profilbilanz der zweiten Folge bodengenetischer Teilprozesse: Tonbildung, Tonverlagerung, Gefügeverdichtung, Tonumwandlung, Z. Pflanzenern. Düng. Bodenk. <u>100</u>, 1-12 (1963)
- HARTGE, K.H., 1965: Die Bestimmung von Porenvolumen und Porengrößenverteilung, Z. f. Kulturt. u. Flurber. <u>6</u>, 193-206 (1965)

- 7. <u>HASE, D., und B. MEYER, 1969:</u> Feuchte-Jahresgang, Wasser-Bewegungen und -Bilanzen in dicken Würmlöß-Decken und ihren holozänen Böden (Parabraunerde, Griserde, Feucht-Schwarzerde) bei unterschiedlichem Grundwasserstand im Raum Niedersachsen, Göttinger Bodenkundl. Ber. <u>11</u>, 85-183 (1969)
- HOMEYER, B., K.O. LABENSKI und B. MEYER, 1973: Eine elektromechanische Wiegevorrichtung für Lysimeter, Z. Pflanzenern. Bodenk. <u>136</u>, 240-242 (1973)
- 9. HOMEYER, B., K.O. LABENSKI, B. MEYER und A. THORMANN, 1973: Herstellung von Lysimetern mit Böden in natürlicher Lagerung (Monolith-Lysimeter) als Durchlauf-, Unterdruck- oder Grundwasserlysimeter, Z. Pflanzenern. Bodenk. <u>136</u>, 242-245 (1973)
- 10. <u>HOMEYER, B., 1974</u>: Der Wasser- und Bioelement-Haushalt von Acker-Parabraunerden aus Löß in den nördlichen Randgebieten der mitteldeutschen Schwelle (Süd-Niedersachsen), Diss. Landw. Fak. Univ. Göttingen (1974)
- 11. <u>KASUBUCHI, T., 1972:</u> Einfluß des Wassergehaltes auf die Wärmeleitfähigkeit des Bodens, J. Sci. Soil Manure, Japan <u>43</u>, 437-441 (1972)
- LORENZ, J., 1968: Die Messung der Wärmeleitfähigkeit als Mittel kontinuierlicher Feuchtemessungen im Boden, vergl. KRAMER, W., J. LORENZ und B. MEYER, Göttinger Bodenkundl. Ber. <u>1</u>, 57-110 (1968)
- 13. <u>MOSCHREFI. N., und B. MEYER, 1968:</u> Bedeutung der Wasserbewegung im ungesättigten Feuchtezustand (unsaturated flow), des Lufteinschlusses und des Grundwasserstandes für Niederschlagsversickerung und Grundwasserspende; Modellversuche an Lößsäulen, Göttinger Bodenkundl. Ber. <u>1</u>, 1-31 (1968)

14.

- Thermal conductivity of a Red Pine Forest Floor, Soil Sci. Soc. America Proceed. <u>39</u>, 973-978 (1975)
- 15. <u>RENGER, M., O. STREBEL, W. GIESEL und J. HOYNINGEN-HUENE,</u> <u>1975:</u> Bestimmung der Wasserhaushaltskomponenten von Böden (Verfahrensvergleich), Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. <u>22</u>, 113-120 (1975)
- <u>RICHTER, W., 1974:</u> Bestimmung "natürlicher" pF-Charakteristiken an einer Löß-Parabraunerde, Mitt. Dt. Bodenkundl Ges. <u>18</u>, 58-65 (1974)
- <u>RICHTER, W., 1975:</u> Wasser- und Bioelement-Haushalt von Ack Parabraunerden aus mächtigem würmzeitlichem Löß in Niedersachsen, Diss. Landw. Fak. Univ. Göttingen,(1975)
- 18. <u>ROHDENBURG, H., und B. MEYER., 1966</u>: Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und norddeutschen Lößprofilen, Göttinger Bodenkundl. Ber. <u>2</u>, 1-135 (1966)
- 19. <u>SCHULTE IM WALDE, W., F. BEESE und B. MEYER, 1976:</u> Neue Heiz-Meß-Sonden für die Messung der spezifischen Wärme-Leitfähigkeit von Böden und Probleme der Anwendung der WLF-Methode für Wassergehaltsbestimmungen, Göttinger Bodenkundl. Ber. <u>44</u>, 1-50 (1976)
- 20. SCHULTE IM WALDE, W., H.-G. FREDE und B.MEYER, 1976: Wasser-Kapazitäts-Parameter und Luft-Okklusionen im Bewässerungs-Fließ-Gleichgewicht bei einer Parabraunerde aus Würm-Löß, Göttinger Bodenkundl. Ber. 44, 109-136 (1976)

- 21. <u>SKAGGS, R.W., and E.M. SMITH, 1968:</u> Apparent thermal conductivity of soil as related to soil porosity, Transactions of the ASAE <u>11</u>, 504-507 (1968)
- 22. <u>WIND, G.P., 1966:</u> Capillary conductivity data estimated by a simple Method, Symposium on water in the unsaturated zone, Wageningen, 19-25 June (1966)



SCHULTE im WALDE, W.,

H.-G.FREDE,

B.MEYER :

WASSER-KAPAZITÄTS-PARAMETER UND LUFT-OKKLUSIONEN IM BEWÄSSERUNGS-FLIESS-GLEICHGEWICHT BEI EINER PARABRAUNERDE AUS LÖSS

Göttinger Bodenkundliche Berichte <u>44</u>,109–136 (1976)

# GLIEDERUNG

1	PROBL	EMSTE	LLUN	G U N D 2	ZIEL-	
	SETZU	<u>N G</u>				111
2	VERSU	CHSAU	FBAU	UND -	/ A R I <mark>-</mark>	
	ANTEN					113
	2.1 <u>VER</u>	SUCHS-BODEN				113
	2.2 VER	SUCHS_ANLAG	<u>E</u>			113
	2.3 VER	SUCHS-VARIA	NTEN			115
3	ERGEB	NISSE	UND	DISKU	SSION.	118
				~		
	3.1 <u>BEW</u>	ÄSSERUNGS-P	HASEN			118
	3.2 <u>SIC</u>	KERWASSER_A	BKLING-	PHASEN		129
	3.3 <u>VER</u>	EINFACHENDE	R ÜBERBI	LICK		132
4	ZUSAM	MENFA	SSUN	GUND.	AUS -	
	вгіск					134
5	LITER	ATUR				136

## 1 <u>PROBLEMSTELLUNG UND ZIEL</u> <u>SETZUNG</u>

Bei allen pedo-hydrologischen Fragestellungen, sei es im Hinblick auf Wasserhaushalts-Bilanzierungen, Grundwasser-Erneuerung und den Nährstoff-Austrag mit dem Sickerwasser oder im Zusammenhang mit Be- und Entwässerungsproblemen, sind die Wasseraufnahme-Kapazität, die Filtergeschwindigkeit und das Wasserhaltevermögen des Bodens entscheidende Größen. Sie bestimmen die Raten für eine optimale Beregnung, die unter anderem auch für eine nicht umweltbelastende Beseitigung von industriellen Abwässern und kommunalen Klärschlämmen entscheidend sind. Diese bodenspezifischen Daten sind für die Festlegung der AusbringungsHöhen und -Intensitäten wichtig, bei denen eine sofortige Beeinflussung des Grundwassers durch Auswaschung von Nährstoffen oder durch Eintrag von den im Abwasser enthaltenen Nähr- und Schadstoffen geschlossen werden kann.

Neuere Untersuchungen von EHLERS (1) und THORMANN und MEYER (5) haben gezeigt, daß an natürlich gelagerten Böden (Löß-Parabraunerden)die Wasserinfiltration nicht nur kapillar durch die Boden-Matrix aufgrund der hydraulischen Gradienten, sondern auch in ungespanntem Zustand in groben Poren (Schrumpfungsrisse, Regenwurmgänge) erfolgt; das gilt insbesondere für hohe Niederschlags- und Bewässerungsraten, die bei Starkregen und Abwasserverregnung durchaus erreicht werden. Bei THORMANN und MEYER (5) zeigte sich weiterhin, daß der Durchbruch des Beregnungswassers zum Grundwasser (GWS in 1 m und 1,5 m Tiefe) oft in wenigen Minuten erfolgt, daß aber eine völlige Aufsättigung des Bodens selbst bei hohen Bewässerungs-Intensitäten erst nach einigen Tagen erreicht wird.

In vorausgegangenen Untersuchungen (4) wurde bereits über ähnliche Beobachtungen an einem Monolith-Lysimeter berichtet, das nach extremer Austrocknung kontimuierlich mit nur 13,9 mm/Tag bewässert wurde. Es bestand eine große Zeitdifferenz zwischen dem ersten Austritt von Sickerwasser (Durchtrittspunkt DP) und dem Erreichen des Fließ-Gleichgewichts-Zustandes(steady state oder Äquivalenzpunkt ÄP).

Das veranlaßte uns, weitere Infiltrations- und Aufsättigungs-Versuche mit unterschiedlich hohen Bewässerungs-Intensitäten und modifizierten Ausgangsbedingungen durchzuführen. Hierbei sollte besonders untersucht werden, wie groß die anfängliche Aufnahme-Kapazität bis zum Durchbruch des Sickerwassers ist und welcher Anteil des weiter infiltrierenden Wassers bis zum Äquivalenzpunkt, d.h. zur maximalen Wassersättigung vom Boden zurückgehalten wird. Durch die Messung von Menge und Dauer des Sickerwasserabflusses bis zum sog. "Abklingpunkt" sollte das im allgemeinen als "Feldkapazität" bezeichnete Wasserhaltevermögen bestimmt werden, das THORMANN und MEYER (5) als die "Natürliche Sättigungs-Kapazität bei Sickerwasserspende Null" (NSK<sub>O</sub>) bezeichnen.

Darüber hinaus sollten die Versuche bei unterschiedlichen Fließ-Gleichgewichten Daten über die Flux-spezifischen Wassergehalte des Bodens liefern, u.a. als eine weitere Basis für Kalkulationen des miscible displacement von gelösten Substanzen.

## 2 VERSUCHSAUFBAU UND -VARIANTEN

#### 2.1 VERSUCHS-BODEN

Die Versuche wurden an einem Löß-Griserde-Monolith durchgeführt. Die Tiefenfunktion der Porengrößen-Zusammensetzung, die auf die Versuchsergebnisse entscheidenen Einfluß hat, ist in Abb. 1 wiedergegeben. Eine ausführliche Profilbeschreibung wurde bereits früher gegeben (4).

## 2.2 VERSUCHSANLAGE

Der Monolith wurde als Unterdruck-Lysimeter im Labor aufgestellt. Über eine elektromagnetische Wiegevorrichtung (HOMEYER, 2) konnten die Gewichts-Änderungen erfaßt werden.

10 Tensiometer wurden gleichmäßig über die gesamte Säulenlänge im Abstand von 17,5 cm eingebaut; später wurden noch in 7,5 cm und in 190 cm Tiefe direkt über der keramischen Platte je eine Tensiometerkerze eingesetzt.

Die Bewässerung erfolgte mit Intensitäten von weniger als 500 mm/Tag über Schlauchpumpen mit 6 bzw. 20 Schläuchen. Um eine Oberflächen-Verschlämmung zu verhindern, wurde eine Glasfasermatte auf das Lysimeter gelegt. Bei Bewässerungen über größere Zeiträume wurde als Verdunstungsschutz eine Platte aus Hart-PVC aufgelegt. Das Sickerwasser wurde bei Beregnungs-Intensitäten von weniger als 15 mm/Tag durch Anlegen eines Unterdruckes an die keramische Platte in ein graduiertes Auffanggefäß abgesaugt; bei höheren Durchlaufraten wurde das frei über der Platte austretende Wasser an mehreren Stellen mit einer Wasserstrahlpumpe abgezogen.



Abb.1 Tiefenfunktion der Porengrößen -Zusammensetzung

#### 2.3 VERSUCHSVARIANTEN

Zu Beginn der Versuchsreihe hatte der Monolith aufgrund einer vorangegangenen 3-jährigen Austrocknungszeit einen über die gesamte Säule gemittelten durchschnittlichen Wassergehalt von nur 17,5 Vol %; für die einzelnen Tiefenabschnitte lag er zwischen 4 Vol % (für die obersten 10 cm) und 26 Vol % (in 90 - 100 cm Tiefe, Bt-Horizont).

- Der erste Infiltrationsversuch lief über 55 Tage bei einer kontinuierlichen Bewässerung von <u>13,9 mm/d</u>. Der an die Saugplatte angelegte Unterdruck betrug ca. 300 cm WS, womit ein GWS von 500 cm simuliert wurde; das entspricht den natürlichen Verhältnissen am Entnahmeort des Monolithen. Nach der Bewässerung wurde zunächst der Verdunstungsschutz auf der Säule belassen und die Abklingphase der Sickerwasser-Spende aufgenommen. Die weitere Austrocknung erfolgte durch Evaporation über die Lysimeter-Oberfläche.
- Der durchschnittliche Anfangswassergehalt beim nächsten Versuch betrug 29,5 Vol %; er wurde über das Gewicht der Säule bestimmt.

Es wurde 24 Tage mit einer Intensität von <u>7,9 mm/d</u> bewässert; der Unterdruck an der Platte betrug wie im 1. Versuch 300 cm WS.

Um die Evaporationsraten zu erhöhen, wurde gleich nach Bewässerungsende ein Ventilator in Höhe der Lysimeter-Oberfläche angebracht, der einen ständigen Luftstrom über der Verdunstungsfläche bewirkte; nach 7 Tagen wurde zusätzlich die Raumtemperatur von 23  $^{\circ}$ C auf 28 - 30  $^{\circ}$ C erhöht.

 Der Austrocknungsgrad entsprach etwa dem zu Beginn des vorangegangenen Versuches; nach Anzeige der Waage betrug der durchschnittliche Wassergehalt 30,4 Vol %. Die Wasserzugabe wurde in diesem Fall bis zur Kapazitätsgrenze der Schlauchpumpe auf <u>439 mm/d</u> erhöht; die Beregnungsdauer betrug 14 Stunden.

Da die während des Versuches auftretenden hohen Sickerwassermengen trotz erhöhtem Unterdruck nicht mehr durch die Keramikplatte abgesaugt werden konnten, wurde das jetzt in ungespanntem Zustand frei am Fuß der Säule austretende Wasser mit einer Wasserstrahlpumpe in ein graduiertes Gefäß abgezogen. Auch nach dem Versuch wurde kein Unterdruck mehr angelegt, so daß in diesem Falle nur die Wassermenge ermittelt wurde, die das natürliche Haltevermögen des Bodens überstieg und aufgrund der Schwerkraft ablief.

Die folgenden Infiltrations- und Durchlaufversuche sollten bei hohem Wassersättigungsgrad durchgeführt werden; daher wurde die Evaporation weitgehend unterbunden und nur noch das austretende Sickerwasser aufgefangen.

4. In dem hier beschriebenen Versuchsglied sollte die größtmögliche Infiltrationsrate und im Fließ-Gleichgewichts-Zustand die maximale Durchflußquote bestimmt werden, ohne daß die Säule überstaut wurde.

Das Wasser wurde mehr oder weniger kontinuierlich mit Meßzylindern auf den Lysimeter geschüttet; dabei wurde darauf geachtet, daß gerade soviel zugegeben wurde, daß noch kein freies Oberflächenwasser auftrat. Die Durchflußrate im Fließ-Gleichgewicht betrug <u>1075 mm/d.</u> Der Anfangswassergehalt lag bei 37,2 Vol %; die Bewässerung lief über 130 Minuten.

Trotz der aufliegenden Glasfasermatte zeigten sich nach diesem Beregnungsgang erste Anzeichen einer Oberflächenverschlämmung mit geringfügiger Ton-Schluff-Segregation. Diese Beobachtung gab den Anstoß zur Durchführung des im folgenden beschriebenen Untersuchungsganges.

- 5. Um den Effekt einer stark verschlämmten Oberfläche auf die Wasserzügigkeit zu messen, wurde eine künstlich verschlämmte Schicht von 5 - 7 cm Mächtigkeit geschaffen. Unter Zugabe von Wasser wurde der Boden mit einem Spatel zu einem homogenen, dickflüssigen Brei verrührt und damit jede noch vorhandene natürliche Struktur zerstört. Anschließend wurde Wasser mit großvolumigen Pipetten aufgegeben und über die gesamte Versuchsdauer von 6,5 Stunden ein Überstau von 1 - 3 cm aufrechterhalten. Die Infiltrationsrate im steady state verringerte sich auf <u>283 mm/d</u>.
- 6. Im letzten Glied dieser Versuchsreihe mit sehr hohen Anfangswassergehalten (ca. 38 Vol %) wurde das Wasser wieder mit einer begrenzten Intensität angeboten; es wurden <u>100 mm/d</u> gewählt. Diese Menge wurde über eine Schlauchpumpe dosiert und über 24 Stunden ausgebracht. Vorher wurde die verschlämmte Oberfläche im trockenen Zustand mit einem Spatel "umgegraben" und aufgelockert.

## 3 ERGEBNISSE UND DISKUSSION

Einleitend sollen einige Begriffe und Meßgrößen definiert und erläutert werden, die im folgenden Text und in den Graphiken und Tabellen verwendet werden.

Der <u>"Durchtrittspunkt"</u> (DP) ist der Zeitpunkt, in dem am Fuß des Lysimeters in 190 cm Tiefe Sickerwasser in ungespanntem Zustand austritt.

Im <u>"Äquivalenzpunkt"</u> (ÄP) stellt sich ein Fließ-Gleichgewicht ein (steady state); in diesem Zustand ist Austragsrate = Eintragsrate, die Saugspannungen bleiben konstant.

Der Bodenwasser-Vorrat wird als <u>"Aktuelle Sättigungs-Kapazi-</u> <u>tät"</u> (aSK) bezeichnet. Unter den gegebenen Umständen nimmt der Boden nicht mehr Wasser auf.

Die <u>"Restkapazität"</u> (RK) meint die Volumendifferenz, die zwischen Durchtrittspunkt und Äquivalenzpunkt aufgefüllt wird.

Der schon von THORMANN und MEYER (5) verwendete Begriff "Natürliche Sättigungs-Kapazität bei Sickerwasserspende Null" (NSKo) beschreibt das Bodenwasservolumen, das nach vorhergegangener, maximal möglicher Aufsättigung gegen die Schwerkraft bei freiem Sickerwasserabfluß in der Boden-Matrix gehalten wird.

## 3.1 BEWÄSSERUNGS-PHASEN

In Tab. 1 sind die Meßergebnisse der einzelnen Versuchsglieder zusammengestellt. Geht man vom Porenfüllungsgrad zu Beginn der Infiltrations- und Durchlaufphasen aus (Sp.2), Tab. 1: Wassergehalts-Daten der Löß-Lysimeter-Säule bei verschiedenen Bewässerungs-Varianten (WG = Wassergehalt), ( )-Werte: kalkuliert, da nicht freier Abfluß, sondern Absaugung.

	1		2	3		4	5		6	7	8	3
Variante Nr. BewMenge		Ausgangs- Wassergehalt		Wasser- Aufnahme Bewässerung O → DP	WG Durchtritts- Punkt (DP)		Rest- Kapazität DP→ÄP	WG Äquivalenz- Punkt (ÄP) (=aSK)		Sickerwasser nach Bewässerungs Ende	NSKo	
	mm/Tag	m	Vol%	mm	mm	Vol%	mm	mm	Vol%	mm	mm	Vol%
1)	13,9	329	17,3	332	661	34,8	65	726	38,2	(12)	(714)	(37,6)
2)	7,9	5 <b>6</b> 0	29,5	149	709	37,3	17	726	38,2	(14)	(712)	(37,5)
3)	439	578	30,4	70	648	34,1	77	725	38,2	18	707	37,2
4)	1075	707	37,2	33	740	38,9	28	768	40,4	35	733	38,6
5)	283	733	38,6	17	750	39,5	11	761	40,1	24	737	38,8
6)	100	737	38,8	22	759	39,9	4	763	40,2	27	736	38,7

19

können die Varianten 2 und 3 bzw. 4, 5 und 6 jeweils zu einer Gruppe zusammengefaßt werden, so daß sich eine Unterteilung in drei Gruppen mit den Ausgangsbedingungen "extrem trocken", "mäßig trocken" und "sehr feucht" ergibt.

Erwartungsgemäß wird bis zum Durchtrittspunkt (DP) dementsprechend unterschiedlich viel Wasser aufgenommen (Sp 3). Aber auch die zu diesem Zeitpunkt insgesamt im Boden gespeicherten Wassermengen sind nicht gleich groß; je nach vorher erreichtem Austrocknungsgrad und der Bewässerungs-Intensität bestehen Unterschiede von max. 111 mm (Sp 4).

### Versuch 1

Der Durchtrittspunkt wird bei 661 mm Wasserkapazität erreicht; das entspricht einem durchschnittlichen Wassergehalt von 34,8 Vol %. Zu diesem Zeitpunkt sind die Saugspannungen bereits in den Bereich von pF 1,1 bis 1,4 gesunken, d.h., es müssen auch Grobporen an der Wasserführung beteiligt sein. Da der mittlere Porenanteil mit Saugspannungen von pF < 1,2 nur o,8 Vol % ausmacht und das Gesamtporenvolumen mit 40,9 % anzusetzen ist, muß angenommen werden, daß in der Infiltrationsphase eine diskontinuierliche Porenaufsättigung erfolgt. Dabei kommt es durch verstärkte Meniskenbildung zu einem behinderten Gasaustausch und dadurch zu Lufteinschüssen, die im Bereich der Mittelporen zu suchen sind (MOSCHREFI und MEYER, 3).

In Abb. 2 sind die Eintrags- und Austrags-Summenkurven für den Versuch 1 graphisch dargestellt. Aus den unterschiedlichen Steigungen ist erkennbar, daß im Verlauf der Bewässerung nach Erreichen des Durchtrittspunktes noch Wasser aufgenommen wird. Die Auffüllung der <u>Restkapazität</u> (RK) erfolgt zunächst schnell. Die Sickerwasserraten betragen in den ersten 3 Tagen weniger als 50 % der Bewässerungsgaben, nach ca. 10 Tagen 85 - 90 %. Der Äquivalenzpunkt ist nach ca. 55 Tagen erreicht.



<u>Abb. 2</u> Eintrags- und Austrags-Summenkurven für den Versuch 1 (Bewässerung = 13,9 mm/d) bei einem Ausgangs-Wasser-Gehalt von 329 mm, RK = Restkapazität, NSK<sub>0</sub> = Natürliche Sättigungskapazität bei Sickerwasser-Spende Null, DP = Durchtrittspunkt, ÄP = Äquivalenzpunkt. Tab. 2: Saugspannungen und hydraulische Leitfähigkeiten des Löß-Parabraunerde-Monolithen im Fließ-Gleichgewichts-Zustand bei unterschiedlich hohen Bewässerungs-Intensitäten

.

Variante mm/Tag Tiefe cm	13,9	7,9	439	1075	283	100
7,5	-	10	-1	-3	-8	-1
17,5	21	15	4	0	5	8
35	11	12	12	-2	0	-2
52,5	16	14	о	-2	3	5
70	15	13	6	-2	-4	9
87,5	16	14	6	-8	1	13
105	15	15	7	-15	2	8
122,5	18	11	4	-25	-2	7
140	24	20	14	-4	8	16
157,5	17	14	5	-4	4	11
175	15	13	4	-4	3	8
190	-	-	2	-6	1	5

Ψ(cm WS)

Variante mm/Tag Tiefe cm	13,9	7,9	439	9 1075	283	100
7,5-17,5	$\geq$	0,53	29,3	82,7	12,3	5,3
17,5-35	3,24	0,95	30,1	121,4	39,6	23,3
35-52,5	1,08	0,71	139,6	107,5	24,2	7,1
52,5-70	1,47	0,84	32,7	107,5	47,2	8,1
70-87,5	1,31	0,75	43,9	163,6	22,0	8,1
87,5-105	1,47	0,75	41,5	179,2	26,8	14,0
105-122,5	1,19	1,02	53,0	250,0	36,7	10,6
122,5-140	1,04	0,52	27,9	48,9	18,0	6,6
140-157,5	2,32	1,20	90,4	107,5	36,7	14,0
157,5-175	1,57	0,84	46,6	107,5	30,0	12,1
175-190		-	49,6	121,4	32,0	12,1

k (cm/Tag)\*

\* k-Werte zwischen den Tensiometer-Tiefen

122

Die Wassergehalts-Zunahme zwischen dem Durchtrittspunkt und dem Äquivalenzpunkt kann nach (4) folgendermaßen erklärt werden: Bei dem Vorrücken der geschlossenen Wasserfront wird ein Teil der luftgefüllten Poren nicht gleich mit Wasser gefüllt, da sich das Wasser in erster Linie in den Grobporen nach unten bewegt. Erst durch das nachrückende Infiltrationswasser wird ein Teil dieser Luft verdrängt, soweit noch Ausweichmöglichkeiten in gröbere, luftführende Poren gegeben sind. Ist ein Entweichen der Luft nicht mehr möglich, wird die Luft eingeschlossen und von dem Wasser mit einem dem Matrix-Potential entsprechendem Druck komprimiert. Als Folge kann ein Durchbruch der Lufteinschlüsse erfolgen, bei dem auch eine Porenumverteilung stattfinden kann (MOSCHREFI und MEYER. 3).

Die im Äquivalenzpunkt (ÄP) schließlich erreichte aktuelle Sättigungskapazität (aSK) beträgt 726 mm (38,2 Vol %). Tab. 2 enthält die im Gleichgewichts-Zustand gemessenen Saugspannungen. Danach müßte der durchschnittliche WG mit ca. 40 % angesetzt werden. Die Differenz zur aSK von~ 1,8 % ist den noch vorhandenen Lufteinschlüssen anzurechnen.

## Versuch 2

Der durchschnittliche Ausgangs-Wassergehalt beträgt 29,5 Vol %. Die Austrocknungsgrenze verläuft von pF 3,0 in der oberflächennahen Schicht zu pF 2,35 - 2,4 im Tiefenabschnitt 80 - 170 cm und steigt auf pF 2,45 am Fuß der Säule.

Die aSK, definiert als die unter den gegebenen Umständen größtmögliche Wassersättigung, erreicht mit 726 mm den gleichen Wert wie im 1. Versuch (Sp. 6, Tab. 1). Deutliche Unterschiede treten im DP auf; mit 709 mm ist das Wasser-Speichervermögen um 48 mm größer. Der Grund ist weniger in der geringfügig niedrigeren Bewässerungs-Intensität zu suchen als vielmehr in dem geringeren Austrocknungsgrad. Offenbar ist der größte Teil der Poren, die im vorangegangenen Infiltrationsgang zunächst von der Wasser-Aufsättigung ausgeschlossen wurden, jetzt noch wassergesättigt. Die Wasserkapazitäts-Hysterese in Höhe der Restkapazität von ~1 Vol % muß auf das Volumen der feinen Grobporen bezogen werden, da sich der Sättigungsgrad der Grobporen vom DP bis zum Erreichen des ÄP aufgrund der gemessenen Saugspannungen nicht mehr ändert. Sie unterscheiden sich nur geringfügig von denen des ersten Versuchsgliedes (siehe Tab. 2), so daß auch hier dasjenige Volumen auf ~ 1,8 % geschätzt wird, das von noch vorhandener Luft in Poren mit pF > 1,1 oder 1,4 eingenommen wird.

#### Versuch 3

Bei annähernd gleichen Ausgangsbedingungen wie im Versuch 2 wurde in dieser Variante die Beregnungsmenge pro Tag um das 55-fache von 7,9 auf 439 mm gesteigert.

Der DP wird schon nach einer Zugabe von 70 mm bei einer Wasser-Speicherkapazität von nur 648 mm (34,1 Vol %) erreicht (Tab. 1). Die stark erhöhte Eintragsrate führt also zu einer wesentlich geringeren Porenfüllung als bei der "extrem trockenen" Variante und der Variante mit geringerer Beregnungs-Intensität.

Bei der Beobachtung der Saugspannungs-Änderungen während der Infiltration zeigt sich, daß die oberen, stark ausgetrockneten 40 cm zunächst schrittweise bis etwa pF 2,5 - 2,6 aufgesättigt werden, der Übergang zu pF 2,0 - 2,1 jedoch sehr schnell erfolgt. Während dieses pF-Sprunges sinken auch die Saugspannungen in dem tieferen Säulenabschnitt von pF 2,35 - 2,4 ruckartig auf pF 1,8 - 2,1. Bis zum Wasserdurchtritt wird dann der Porenraum bis pF 1,3 oder 1,4 über die gesamte Säulenlänge sukzessiv aufgefüllt.

Da die Beregnung kontinuierlich mit gleichbleibender Intensität durchgeführt wurde, ist eine so sprunghafte Wassergehalts-Änderung nur dadurch zu erklären, daß bei dem erhöhten Wasserangebot und dem dadurch verstärkten kapillaren Druck die Lufteinschlüsse nicht nur auf Porenbereiche mit Saugspannungen pF > 2,35 oder 2,4 wie im Versuch 1 beschränkt bleiben, sondern auch Poren zwischen pF 1,9 und 2,5 bei der Infiltration ausgespart werden können.

Bis zum ÄP wird die Restkapazität von 77 mm aufgesättigt. Die aSK unterscheidet sich nicht von denen der vorangegangenen Versuche.

Da im "steady state" fast alle Tensiometer Saugspannungen pF < 1 anzeigen, d.h. der Grobporenbereich fast vollständig wassergesättigt ist, muß für die luftführenden Poren mit pF > 1 ein gegenüber den Versuchen 1 und 2 um  $\sim$  0,5 Vol % erhöhter Volumenanteil von ca. 2,3 % angesetzt werden.

#### Versuch 4

Nach Ablauf des nur schwach gebundenen Wassers wurde die Bodensäule mit einer Intensität bewässert, die der maximalen Infiltrationsrate – ohne Überstau – entspricht. Der Verlauf dieses Versuches ist in Abb. 3 schematisch dargestellt.

Der gekrümmte Verlauf der Eintrags-Summenkurve zeigt, daß bis zum Erreichen des DP nach 13 Minuten die Infiltrationsrate sehr groß ist; sie beträgt über diese Zeitspanne gemittelt 3655 mm/d. Aufgrund der Saugspannungs-Änderungen kann man annehmen, daß der bis zu pF 2,1 entwässerte Porenraum bis etwa 40 – 50 cm Tiefe aufgesättigt ist und das Infiltrationswasser gleichzeitig in ungespanntem Zustand durch Hohlräume zwischen den Seitenflächen der im Bt-Horizont vorhandenen Prismen, durch Kluftrisse und Regenwurmkanäle abgeführt wird; denn die Saugspannungen ab 50 cm Tiefe ändern sich bis zu diesem Zeitpunkt nur unwesentlich.





126 -

Die im DP ermittelte Wasserkapazität von 740 mm (38,9 Vol %) liegt wesentlich über denen der Varianten "mäßig trocken" und "extrem trocken". In der sich anschließenden Phase zwischen DP und ÄP nimmt die Infiltrations-Geschwindigkeit kontinuierlich ab und nähert sich dem im Fließ-Gleichgewichts-Zustand konstant bleibenden Wert von 1075 mm/d. Die Restkapazität von 28 mm, die zum größten Teil dem Grobporen-Anteil zugeschrieben werden muß, wird in dieser Zeit von dem Perkolationswasser aufgefüllt.

Diese Aufsättigung erfolgt zunächst auf kapillarem Wege vom Oberboden aus, der im DP bereits weitgehend aufgefüllt ist, in den oberen Bt-Horizont hinein (90 - 100 cm Tiefe), in dem eine starke "Einschnürung" des Grob- und Mittelporen-Anteils vorliegt (siehe Abb. 1). Gleichzeitig setzt die Aufsättigung im unteren Profilabschnitt in den Meßtiefen 157,5 und 175 cm ein. Es ist anzunehmen, daß der Fluß des <u>ungespannten</u> Wassers beim Übergang in den C-Horizont gebremst wird, wo sich das Grobporen-Volumen (Kluftrisse, Wurzelleitbahnen und Regenwurmgänge eingeschlossen) aufgrund der Gefüge-Änderung stark verringert (Abb. 1) und eine Aufnahme des Wassers in den kapillar gespannten Porenraum erfolgt.

Eine weitere wesentliche Veränderung der Porengrößen-Verteilung ist für den unteren Bt-Horizont festzustellen. Der Grobporen-Anteil mit pF < 2,5 nimmt von 2,8 Vol % in 95 cm Tiefe auf 14 Vol % in 140 cm zu. Für diesen Profilbereich kann angenommen werden, daß sich beim Wasser-Übergang von Poren kleineren Durchmessers auf Poren größeren Durchmessers tragende Menisken ausbilden, die einen Wasser-Übergang in diese Poren verhindern und die Gesamt-Infiltrations-Geschwindigkeit herabsetzen. Mit zunehmendem Druck des auflastenden Kapillar-Wassers nehmen auch diese Poren an der Wasserführung teil. Dabei wird die Luft bis in die Tiefe von140 cm verdrängt. Ein Entweichen der Luft in größere Tiefen ist nicht möglich, da das relativ geringe Grobporen-Volumen vollständig mit Wasser gefüllt ist.

Die in Tab. 2 aufgeführten  $\psi$  - Werte zeigen, daß sich im Fließ-Gleichgewichts-Zustand ab 35 cm Tiefe ein hydrostatischer Druck aufbaut, der in 122,5 cm Tiefe auf 25 cm WS ansteigt. Über die hydraulischen Gradienten konnten für die einzelnen Schichten zwischen den Meßtiefen die hydraulischen Leitfähigkeiten berechnet werden. Die in Tab. 2 zusammengestellten Ergebnisse zeigen deutlich, daß für den Profilabschnitt 122,5 - 140 cm Tiefe der weitaus geringste K-Wert vorliegt. Es wird daher angenommen, daß die noch im Boden vorhandene Luft, die aufgrund der in diesem Versuch sehr großen aSK (40,4 Vol %) mit höchstens o,5 Vol % kalkuliert werden kann, zum größten Teil in dem Tiefenabschnitt 122,5 bis 140 cm eingeschlossen ist.

Diese Annahme kann auch für die übrigen Versuchsvarianten getroffen werden. Aus der Tiefenfunktion der K-Werte (Tab. 2) geht deutlich hervor, daß im Meßabschnitt 122,5 bis 140 cm Tiefe generell die geringste hydraulische Leitfähigkeit vorliegt. Mit zunehmender Bewässerungs-Intensität nimmt der Leitfähigkeits-Koeffizientüberproportional ab.

#### Versuch 5

In dieser Variante wird die verschlämmte Oberfläche (siehe Punkt 2.3) 1-3 cm überstaut. Die Verschlämmung bewirkt eine Reduktion der Infiltrationsrate auf 283 mm/d. Der Effekt der geringeren Durchlaufgeschwindigkeit zeigt sich im DP; der Wassersättigungsgrad liegt um 10 mm höher als im Versuch 4 (Tab. 1). Die Porenauffüllung kann schrittweise erfolgen, da trotz Überstau das Wasser in gespanntem Zustand und in geringeren Raten als im vorangegangenen Versuch 4 an den Unterboden abgegeben wird. Zu einer geringfügigen Blockierung durch eingeschlossene Luft kommt es auch in diesem Fall, da durch die künstlich erzeugte Verdichtung im Oberboden und durch das darüberstehende Wasser ein Ausweichen der Luft nach oben verhindert wird. Durch langsames Verdrängen der Luft nach unten kann die Restkapazität von 11 mm aufgefüllt werden; am Fuß der Säule konnte ein Austritt von Luftblasen beobachtet werden.

Aufgrund der Saugspannungen (Tab. 2) und der um 7 mm geringeren aSK im Vergleich zu Variante 4 ist anzunehmen, daß die großlumigen Hohlräume, auf die im vorangegangenen Abschnitt hingewiesen wurde, nicht oder nur unvollständig mit Wasser gefüllt sind.

#### Versuch 6

Durch die Auflockerung der Oberfläche wird der Kontakt der Grobporen des Unterbodens mit der Atmosphäre wiederhergestellt. Das bewirkt zusammen mit einer geringeren Eintragsrate (100 mm) einen Aufschub des Durchtrittspunktes bis zum Erreichen einer Speicherwasser-Menge von 759 mm. Die "Restkapazität" kann auf nur 4 mm eingeengt werden.

### 3.2 SICKERWASSER - ABKLINGPHASEN

Um die NSKo unter den verschiedenen Versuchsbedingungen zu ermitteln, wurden auch die Abklingphasen der Sickerwasser-Spende aufgenommen. Dabei erwies es sich als schwierig, den End-Zeitpunkt des Abflusses exakt zu bestimmen, weil die fortlaufend geringer werdenden Sickerwassermengen durch Absaugen mit der Schlauchpumpe nicht mehr quantitativ zu erfassen waren und ein Teil des Wassers von der keramischen Platte verdunsten konnte, da sie einen etwas größeren Querschnitt als die Säulehatte. Diese Fehler können aber auch über die Waage kontrolliert und mit weniger als 4 mm angegeben werden.

In Tab. 1 sind die nach Ende der Beregnung frei abgeflossenen <u>Sickerwassermengen</u> und die daraus resultierenden <u>NSKo</u> angegeben. In den beiden ersten Versuchen wurde das Wasser durch die Platte mit einem Unterdruck von 300 cm WS abgesaugt. Die in Klammern aufgeführten Werte wurden kalkuliert, indem die Austrags-Summenkurven der Versuche 1 und 2 durch den Vergleich der Saugspannungen dieser Versuche mit denen der Versuche 4 - 6 an letztere angeglichen wurden.

Die <u>Dauer der Abklingphase</u> beträgt einheitlich für alle Varianten 4 - 5 Tage; Unterschiede ergeben sich lediglich in der Intensität des Sickerwasser-Ablaufs. Die Zeit, in der 90% der End-Ablauf-Spende nach Bewässerungs-Ende erreicht werden, liegt zwischen 6 Stunden für die Variante mit 1075 mm/d und ca. 2 Tagen für die Versuchsglieder mit 13,9 und 7,9 mm/d. Diese unterschiedliche Abfluß-Intensität spiegelt den Umstand wider, daß das im ÄP im Boden zurückgehaltene absickerbare Wasser sich unterschiedlich auf den zur Verfügung stehenden Speicher-Porenraum verteilt. Wenn festgestellt wurde, daß mit steigendem Flux bei gleicher Speichermenge an Wasser dieses Wasser zunehmend in gröberen Poren zurückgehalten wird, so kann dieses Wasser nach Beendigung der Bewässerung umso schneller abfließen, je größer vorher der eingestellte Wasserflux war.

Die Summe der Auslaufmenge ist offensichtlich einerseits vom Porenfüllungsgrad abhängig, der im Fließ-Gleichgewichts-Zustand erreicht wurde. Bei sehr weitgehender Wassersättigung in den Versuchen 4 - 6 stellt sich eine "Natürliche Sättigungs-Kapazität bei Sickerwasser-Spende Null" von 733 - 737 mm (38,6 - 38,8 Vol %) ein. In den ersten drei Varianten sind die Sickerwasser-Spenden entsprechend dem geringeren Auffüllungsgrad um ca. 10 - 15 mm niedriger. Der letztlich zwischen den Gruppen 1 - 3 und 4 - 6 noch vorhandene Kapazitäts-Unterschied wird dadurch hervorgerufen, daß in der Gruppe 1 - 3 während der Aufsättigungsphase ein Teil der für die Wasserspeicherung in Betracht kommenden langsam dränenden Poren nicht mit Wasser aufgefüllt werden konnte und daher jetzt kein Sickerwasser liefern konnte.



L.

13

.

Läßt man alle dargestellten hydraulischen Profil-Differenzierungen außer Betracht und behandelt man den Monolith als eine homogene Bodenprobe, so läßt sich das Ergebnis der 6 Bewässerungs-Versuche stark vereinfacht schematisch in die in Abb. 4 gewählte Form fassen.

Das Schema ist von links her zu lesen. Vor Beginn jedes Versuchs waren alle Feinporen mit Wasser gefüllt, d.h. mindestens 300 mm Wasser waren gespeichert. Die Ausgangspunkte der einzelnen Bewässerungs-Phasen sind mit "AP" gekennzeichnet.

Die mit der Bewässerung einsetzende Auffüllung der Eng- und Mittelporen bis herunter auf pF-Werte von ca. 2,8 wird als kontinuierlich, d.h. ohne das Auftreten von Luft-Einschlüssen angesehen. Erst im Bereich der gröberen Mittelporen mit Saugspannungen unter pF 2,8, besonders aber im Grobporen-Bereich zwischen pF 2,5 und 2,0,tritt bei Bewässerung Luftokklusion ein.

Dabei verschiebt sich der Okklusions-Bereich je nach dem Feuchte-Ausgangs-Zustand. Bei geringen Ausgangs-Wassergehalten setzt – selbst bei geringen Infiltrations-Raten – die Luftokklusion schon im pF-Bereich 3,0 – 2,5 ein, während sie sich bei höheren Wasser-Ausgangs-Gehalten in pF-Bereiche zwischen 2,5 und 1,8 verlagert.

Hier hängt nun die Größe des eingeschlossenen Luft-Volumens neben der Ausgangsfeuchte und Bewässerungs-Vorgeschichte sehr wesentlich von der Infiltrationsrate ab,wie z.B. der Vergleich von Versuch 2 mit Versuch 3 zeigt.

Man erkennt ferner, daß die zwischen DP und ÄP aufgenommene Wassermenge nur zum Teil in die "offenen" Grobporen (rechts) eingeht, dagegen aber zu recht erheblichen Anteilen in okkludierte Luftporen, was entweder durch Blasen-Verdrängung der
Luft oder Kompression der Poren-Luft erfolgen kann. Die Flux-spezifische Querschnitts-Erweiterung der wasserleitenden Poren-Säule erfolgt also nur zum Teil durch Inanspruchnahme zunehmend gröberer Poren, dagegen zum Teil durch Besetzung bisher ausgesparter feinerer Poren durch das Infiltrationswasser. Dies erklärt die unregelmäßige Flux-spezifische Veränderung der K<sub>f</sub>-Werte in Tab. 2.

Es zeigt sich ferner, daß auch nach Ende der Bewässerung und nach Abklingen der Sickerwasser-Spende eingeschlossene Luft im Porenraum erhalten bleibt, die als "Ventilkissen" eine weitere Entwässerung des "langsam dränenden" Porenraumes unterbinden kann.

## 4 ZUSAMMENFASSUNG und AUSBLICK

An einer 1.9 m langen wägbaren Monolith-Lysimeter-Säule einer Griserde (Parabraunerde mit Schwarzerde-Vergangenheit) aus würmzeitlichem Löß mit keramischer Bodenplatte werden bei verschieden hohen, konstant gehaltenen Bewässerungs-Raten, wie sie in der Bewässerungspraxis oder beim Überstau von Böden vorkommen, die Durchtritts-Zeitpunkte (DP) des Sickerwassers, die Äquivalenz-Zeitpunkte (ÄP, Eintrags- = Austragsrate) und — nach Ende der Bewässerung — die Abkling-Zeitpunkte der Sickerwasser-Spende untersucht. Zu diesen Zeitpunkten werden die Wasser-Vorräte im Boden und aufgrund tensiometrischer Messungen ihre tiefenabhängige Verteilung untersucht. Es werden die Kapazitäts-Differenzen ermittelt.

Die Auffüllung des luftführenden Poren-Raumes erfolgt mit fortschreitendem Wasser-Input diskontinuierlich unter Aussparung von Poren, die mit okkludierter Luft gefüllt bleiben. Diese Okklusion erfolgt in Poren-Bereichen mit Saugspannungen zwischen pF 2.8 und 1.8.

Die Lage des pF-Bereiches der Luft-Okklusion wird wesentlich von der Ausgangs-Feuchte des Bodens bestimmt. Geringe Ausgangs-Wassergehalte lassen eine Luft-Okklusion schon in pF-Bereichen zwischen 2.8 und 2.5 einsetzen, während sich bei höherer Ausgangs-Feuchte der Okklusions-Bereich zu pF-Werten unter 2.5 (bis 1.8) verschiebt. Die Größe des okkludierten Luft-Volumens wird zwar einerseits von der Bewässerungs-Vorgeschichte (okkludierte Restluft), andererseits aber von der Infiltrations-Rate des Wassers bestimmt. Sie wächst mit der Beregnungs-Intensität.

Auch nach Beendigung des Sickerwasser-Austrags bleibt okkludierte Luft erhalten, die einen Einfluß auf die NSKo (Natürliche Sättigungs-Kapazität bei Sickerwasser-Spende O) und den hydraulischen End-Gradient nimmt.

Der im Fließ-Gleichgewicht mit der Größe des Fluxes zunehmende Porenwasser-Gehalt (= wasserleitender Poren-Querschnitt) wird nur zum Teil durch sukzessives Auffüllen gröberer Poren bedingt. Er vergrößert sich auch durch Verdrängung und Kompression okkludierter Luft in ausgesparten feineren Poren-Bereichen. Dies erschwert bei intensiver Beregnung Kalkulationen des Fluxes unter Zuhilfenahme von Labor-K- $\psi$ -Beziehungen.

Der Wassertransport bei hoher Beregnungs-Intensität wird beträchtlich durch die Tiefen-Funktion der Poren-Verteilung beeinflußt. Die Aussparung von langsam dränenden Poren-Bereichen in bestimmten Tiefen-Abschnitten durch Luft-Okklusion, besonders bei zusätzlicher Luft-Zufuhr durch Abwärts-Verdrängung, kann schon bei geringen Wassersättigungs-Graden des Bodens und bei geringen Bewässerungs-Raten zum Wasser-Stau im Oberboden und zum Abfluß ungespannten Wassers in Grobporen führen. Dadurch können vorzeitige, aber vermeidbare Grundwasser-Kontaminationen ausgelöst werden.

Erhöhung der Filter-Leistung von Böden für Lösungen, d.h. Anhebung der Retention für Kontamination im Beregnungs-und absickernden Boden-Wasser, z.B. bei der Abwasser-Landbehandlung, heißt zunächst in der Regel möglichst weitgehende Ausnutzung der Wasserspeicher-Kapazität im Fließ-Zustand. Die vorliegende Arbeit gibt für Lößböden Hinweise auf Bedingungen der Speicherung und auf Möglichkeiten der Steuerung über Ausgangs-Feuchte des Bodens und Ausbringungs-Intensität des Beregnungs-Wassers.

#### 5 LITERATUR

- <u>EHLERS, W., 1975:</u> Observations on earthworm channels and infiltration on tilled and untilled Loess-Soil, Soil Sci. <u>119</u>, 242-249 (1975)
- HOMEYER, B., K.O. LABENSKI und B. MEYER, 1973: Eine elektromechanische Wiegevorrichtung für Lysimeter, Z. Pflanzenern. Bodenk. 136, 240-242 (1973)
  - 3. MOSCHREFI, N., und B. MEYER, 1968: Bedeutung der Wasserbewegung im ungesättigten Feuchtezustand (unsaturated flow), des Lufteinschlusses und des Grundwasserstandes für Niederschlagsversickerung und Grundwasserspende; Modellversuche an Lößsäulen, Göttinger Bodenkundl. Ber. <u>1</u> (1968)
  - 4. <u>SCHULTE IM WALDE, W., und B.Meyer , 1976 :</u> Wärme-Leitfähigkeits-Wassergehalts-Charakteristiken einer Griserde aus Würmlöß und die Anwendung der WLF-Methode bei der kontinuierlichen Verfolgung infiltrativer und evaporativer Wassergehaltsänderungen, Göttinger Bodenkundl. Ber. <u>44</u>, 53-108 (1976)
    - 5. <u>THORMANN, A., und B. MEYER, 1976:</u> Beseitigung und Verwertung von Zuckerrüben-Abwasser durch Boden-Bewässerung und -Filtration (Filter-Passage-Verhalten, Hydro- und Bioelement-Bilanzen), Göttinger Bodenkundl. Ber. <u>39</u>, 1-228 (1976)

# WATER INFILTRATION AND REDISTRIBUTION IN TILLED AND UNTILLED LOESS SOIL.

Göttinger Bodenkundliche Berichte <u>44</u>,137–156 (1976)

#### 1. INTRODUCTION

Zero-tillage (BAEUMER and BAKERMANS, 1973) became a feasable and competing method of crop husbandry in the 1950's after the development of non-selective herbicides with short residual effect. In zero-tillage soil manipulation is left to consolidating and loosening effects of the drill and harvest machines only. Therefore usually the structure of the topsoil becomes more dense with time as compared to conventionally tilled soils (BULFIN and GLEESON, 1967; TRIPLETT et al., 1968; van OUWERKERK and BOONE, 1970; CZERATZKI and RUHM, 1971; EHLERS, 1973 a), and normally the surface is covered by organic residues of previous crops.

Many authors found higher water contents in untilled than in tilled soils, especially in the early growing season (ARMY et al. 1961; MOODY et al., 1961; HARROLD et al., 1967; SMIKA and WICKS, 1968; TRIPLETT et al., 1968; JONES et al., 1969; SHANHOLTZ and LILLARD, 1969; BLEVINS et al.. 1971; HILL and BLEVINS, 1973). Higher crop yields, often reported in zero-tillage experiments, might be attributed to this increase in plant available water in areas where water is a limiting factor in crop production. HILL and BLEVINS (1973) in Kentucky calculated that each additional mm of water, reducing the average soil moisture deficit withi the period of June 20 to August 5, increased corn yield by about 56 kg/ha. Zero-tillage was found to be an effective method in reducing this moisture deficit.

One reason for more efficient water use by zero-tillage is believed to be a reduced evaporation due to the mulch cover (ARMY et al.; 1961; MOODY et al., 1961; HARROLD et al., 1967; SHANHOLTZ and LILLARD, 1969; BLEVINS et al., 1971; HILL and BLEVINS, 1973). Another reason is an increased infiltration (MANNERING et al., 1966; TRIPLETT et al., 1968; CZERATZKI and RUHM, 1971), which at the same time minimizes drastically surface runoff and soil erocion on sloped land (MOODY et al., 1961; MANNERING et al., 1966; HARROLD et al., 1967; JONES et al., 1969; SHANHOLTZ and LILLARD, 1969; HARROLD, 1972; HARROLD and EDWARDS, 1974).

The aim of the investigation presented here is to show, how the

mode of water infiltration and hence redistribution can be modified, when regular soil tillage is abandoned and when structure and porosity are no longer changed by mechanical means. First we will consider the differences in soil structure and porosity between tilled and untilled soil. Then we will evaluate the modifications in hydraulic properties by use of moisture tension and moisture content data, which were recorded in the field as a function of time and soil depth.

#### 2. MATERIALS AND METHODS

A field experiment was conducted in 1971 (April-November) in West Germany, in which zero-tilled plots with different crops were compared with conventionally tilled plots (plough 20-25 cm, disk, harrow). The untilled plots were ploughed for the last time in 1967. The soil is a grey brown podzolic soil (hapludic Eutroboralf) derived from loess. Characteristics of the soil profile are presented in Figure 1. The soil is rich in silt, low in organic matter and free of calcium carbonate, with a pH of 6.7 in the top layer. A maximum clay content, caused by migration is found in 60 cm depth with 27 weight percent.



Fig. 1. Characteristics of the loess soil (untilled plot).

- 139 -

The tilled top layer has a moderately weak medium granular structure. The consistence is friable, slightly hard and slightly sticky and slightly plastic. The untilled top layer shows moderate fine subangular blocky structure, the consistence is firm, hard and slightly sticky and slightly plastic. During heavy rain showers slaking of aggregates occurs on tilled soil surface with a formation of a silt crust. This was never observed on untilled plots.

The elevation of the investigation area is 180 m, the mean annual temperature  $8.7^{\circ}C$ , and the mean annual rainfall 613 mm.

The research site covered about 0.1 ha with 1 percent slope. The 2-variable (tillage system, crop) experiment with three crops (winter wheat, sugarbeet, fallow) was carried out on 6 plots. On untilled soil wheat and beet were sown directly with a triple disk machine into the stubble of preceding oats. Row spacing was for wheat 15 cm, for beet 40 cm. The fallow plots were kept free of weed by application of paraguat.

On each of the plots mercury-type tensiometers were installed in 10, 20, 30, 40, 60, 80, 100, 120, 150, 180, 210, and 240 cm soil depth, the first four depths having two replicates. Tensions higher than 0.8 atm were measured in the 10 and 30 cm depth with osmotic tensiometers ("Aquapots") as described by PECK and RABBIDGE (1969). Tensions were recorded daily, usually in the morning hours. Soil samples for moisture determination were taken with an auger down to 2 m depth twice a week. The soil was divided in 10 cm segments. Each sample was taken in three replicates.

To determine the bulk density, the moisture characteristic (desorption curve) and the pore size distribution, additional soil samples were taken in cores. For the upper soil layers samples were taken in 100 ml cores (height: 4 cm) every three weeks during the vegetation period. This procedure enabled us to average porosity values over the time, since a seasonal change in porosity of the top layer was to be expected due to prior results (EHLERS, 1973 a). In the undisturbed subsoil below 40 cm depth samples were taken from the tilled wheat plot and the untilled sugarbeet plot in 200 ml cores (height: 5 cm) once during the vegetation period. Conversion of water content from weight % to volume % and calculation of porosities (density of particles:  $2.65 \text{ g/cm}^3$ ) are performed by the mean of bulk densities over all sampling dates determined separately for each layer. Data of the moisture characteristic and the pore size distribution were averaged in the same way.

Number of earthworm channels per area were counted in several depths of the tilled and untilled wheat plot. Details are presented by EHLERS (1975).

#### 3. RESULTS

Porosities as calculated from bulk densities are listed in Table I. Within the top layers the data show significant differences between tillage treatments but not always between crops, whereas in layers below 20 cm depth differences of porosities are not significantly different (exceptions: 58-63 cm and 178-183 cm).

The influence of tillage on pore size distribution is shown in Figure 2 under winter wheat. In untilled soil total porosity and distribution of pores are quite uniform with depth throughout the top layer (0-25 cm). In the upper layer of the tilled soil (0-20 cm) however porosity and pore size distribution are not uniform. The high percentage of pores > 300  $\mu$  may be noticed. In 20-24 cm depth porosity and percentage of pores > 3  $\mu$  (in particular pores > 300  $\mu$ ) are reduced as compared to the top layer, but the percentage of pores < 3  $\mu$  has increased. As compared to untilled soil percentage of pores > 3  $\mu$  is reduced in this layer by 3 volume percent.

tasabidnan an	d untill	ed soil.						
C. G. G. M. G. L. M. L	4	a sala dalama		an a				
	Ti	lled	Until	Untilled				
Laver	Crop	Porosity	Crop Pr	rosity				
(cm)	crop	(Vol. %)	(1	yol. %)				
2 <b>-</b> 6	Wheat	52.5 a*	Wheat	4.8 b				
	Beet	51 <b>.</b> 1 a	Beet	16.3 c				
	Fallow	52.3 a	Fallow	4.8 b				
10 14	Wheet	48.2.5	The set	E C b				
10- 14	wneat	40.3 8	wheat	D.0.0				
20- 24	Wheat	44.1 a	Wheat	14.9 a				
30- 34	Wheat	47.7 a	Wheat	18.7 a				
38- 43	Wheat	49.0 a	Beet	18.8 a				
58- 63	Wheat	44.5 a	Beet	i6.3 b				
78- 83	Wheat	44.6 a	Beet	14.5 a				
98-103	Wheat	43.5 a	Beet	12.7 a				
118-123	Wheat	41.5 a	Beet	12.6 a				
148 <b>-</b> 153	Wheat	46.2 a	Beet	15.3 a				
178-183	Wheat	40.2 a	Beet	13.0 b				

Means in same depths followed by the same letter are not significantly different at the 0.05 probability level.

- 142 -

Table I. Porosities of different layers in tilled



Fig. 2. Total porosity and pore size distribution in untilled and tilled top soil with winter wheat.

Courses of soil water tension and water content (weight %) under winter wheat are illustrated in Figures 3 and 4. Tensions in 10 cm depth of tilled soil are higher and water contents in the 0-10 cm layer are lower in dry periods without precipitation as compared to untilled soil. But during periods of rewetting tensions in 10 cm depth are lower in tilled soil and differences in water content of the 0-10 cm layer become small between treatments. In 20 cm soil depth (not shown) the course of tensions is similar to the one of 10 cm depth, but water contents in the 10-20 cm layer are usually higher in tilled soil. This holds particularly during rain periods, whereas in drying cycles water contents of tilled and untilled soil approach eachother Water content in 10-20 cm depth of tilled soil will become even less than in untilled soil during extended desiccation periods. These differential features between top soils were also



Fig. 3. Course of soil moisture tension in two depths of untilled and tilled soil with winter wheat.



Fig. 4. Course of soil moisture content within two layers of untilled and tilled soil with winter wheat. (Scale of ordinate shows increasing values downwards!).

- 144 -

existent under sugarbeet and fallow. For instance data on water tension and water content in 0-40 cm depth of all plots are presented in Table II. They were recorded in June during a rainfall period (cp. precipitation scale in Fig. 4). Similar results as stated here were obtained by an experiment conducted in 1970, where the soil had been of the same type (EHLERS, 1973b).

Comparing water tension with water content the weight basis is chosen for the content, since these data correspond better to the tensions in the top layers, which are influenced by tillage treatment. This is true expecially when the soils are wet. If the water content is expressed in volume % and not in weight %, then the water content in the 0-10 cm layer is less in tilled soil than in untilled soil and in the 10-20 cm layer water contents approach eachother (Table II) due to the lower bulk density or higher porosity of the tilled top layers (cp. Table I). By this the impression would be formed that the top layer of tilled soil is drier as compared to untilled soil even during rainy periods, although tensions would induce the opposite conclusion.

Courses of water content in 70-80 cm soil depth are quite similar in tilled and untilled soil (Fig. 4). Courses of water tension in 80 cm depth show two remarkable differences between tillage treatments: 1. Tensions are lower in untilled soil during most of the time. 2. After heavy rainfall at June 9 the tensions in the deep layer of untilled soil decreased the very same day, but in tilled soil tensions decreased 8 days later on.

This infiltration process is demonstrated more precisely in Figure 5 by consecutive tension profiles from June 9-11. Profiles under fallow were similar to those recorded under sugarbeet, in which the leaf canopy had not yet closed. Therefore data of fallow land are not presented. Tensions down to 150 cm depth decreased within hours in untilled soil, but in tilled soil tensions remained unchanged below 40 cm (winter wheat) and 120 cm, respectively (sugarbeet) for two days after altogether 76 mm of rain. This indicates that on tilled soil infiltration depth depends on the soil moisture content of the profile at beginning

Table II. Water tension and water content in different soil depths or layers respectively during a rainy period in June. Tensions were averaged from June 16-21, water contents were measured at June 16 and 21.

Crop	Depth	Water		tension Layer		Water content									
	(cm)			(cm)	1012		(cm)	(wei	gł	nt %)		(vol	un	ne %)	
		0.02.3	cha	and the second second		and the second second									
		Till	ed	Unti	110	ed		Tille	ed	Until	led	Tille	ed	Until	lled
1		5 U.S.	2		and and a			in the second						-	
Wheat	10	12	a*	29	а		0-10	28.3	a	26.9	b	35.6	а	39.4	b
	20	22	а	53	b		10-20	26.7	а	23.4	b	36.5	а	33.8	b
	30	87	а	141	b		20-30	24.0	а	22.2	b	35.5	а	32.3	b
	40	141	â	153	а		30-40	22.3	а	21.1	а	30.9	a	28.7	b
Beet	10	22	а	46	а		0-10	26.7	а	26.5	a	34.7	a	37.8	b
	20	28	а	73	b		10-20	24.9	а	23.4	b	34.2	а	33.8	а
	30	74	5	82	а		20-30	21.9	a	22.7	a	32.4	а	33.1	а
	40	75	a	86	а		30-40	21.0	а	21.6	а	29.1	а	29.4	а
Fallow	10	17	a	31	a		0-10	25.9	а	26.4	a	32.7	â	38.7	b
	20	19	a	47	b		10-20	24.5	а	23.1	b	33.5	а	33.4	а
	30	22	a	44	а		20-30	22.6	a	22.6	а	33.4	а	33.1	а
	40	21	6	38	6		30-40	21.5	а	23.0	b	29.8	а	31.2	а
							a - 14								
A11	10	17	а	36	b		· 0–10	27.0	а	26.7	а	34.3	а	38.6	b
crops	20	23	а	58	b		10-20	25.4	а	23.3	b	34.7	а	33.7	а
	30	61	9	89	b		20-30	22.8	а	22.5	а	33.8	а	32.8	а
	40	79	а	92	а		30-40	21.6	а	21.9	а	29.9	а	29.8	а

Means in same depths or layers of each crop followed by the same letter are not significantly different at the 0.05 probability level. - 147 -



Fig. 5. Change of moisture tension during infiltration in tilled and untilled soil under winter wheat and sugarbeet. Unchanged tension within a depth is indicated by a circle only.



Fig. 6. Change of moisture content during infiltration in untilled and tilled soil under winter wheat. Unchanged content within a layer is indicated by a circle only.

of infiltration, being higher under sugarbeet than winter wheat. In the upper soil layers of tilled soil tensions dropped drastically almost reaching the state of tension-free water, whereas in untilled soil tensions remained at a higher level.

Differences in infiltration as influenced by tillage operation may also be demonstrated by consecutive water content profiles, as shown in Figure 6. But these data do not show the different mode of infiltration as convincing as the tension measurements, which were recorded daily. Figures 5 and 6 elucidate that water must have infiltrated into untilled soil against existing hydraulic gradients within the soil matrix.

Not only under winter wheat but also under sugarbeet and fallow, tensions in 60 cm depth and below were lower in untilled than in tilled soil during most of the time. Exceptions were represented by a few periods of heavy infiltration, when tensions even in deep soil layers decreased to lower values in tilled



Fig. 7. Profiles of soil moisture tension and moisture content in untilled and tilled soil at two dates with winter wheat and fallow.

than in untilled soil (Fig. 3, end of June, 80 cm depth). Although tensions in general are lower in untilled soil, moisture contents under winter wheat and sugarbeet do not always coincide with this phenomenon, as shown in Figure 7 for winter wheat. Lower tensions between 80 and 180 cm depth of untilled soil correspond to 1 o w e r moisture contents, as compared to tilled soil. Only under fallow land the lower tensions of untilled soil are linked - beside some exceptions - to higher water contents as compared to tilled soil (Fig. 7).

The difference in the water tension - water content relationship may be presented as in Figure 8. This figure includes water desorption curves of tilled and untilled top soil (10-20 cm) and of the subsoil in 80-100 cm depth. The water content is presented in the usual way in volume %. Desorption starts after complete water filling by vacuum. Moreover the graphs contain data on moisture content and corresponding moisture tensions, as determined in the field during the vegetation period. At tensions below 1000 cm H<sub>2</sub>O field samples contain less water than indicated by the desorption curve. The average deviation from the desorption curve is the same for tilled and untilled soil in the top layer (Fig. 8 a), is nearly the same in 80-100 cm depth of fallow (not shown), but is much higher for untilled soil in deeper layers under sugarbeet (Fig. 8 b) and winter wheat. In specific situations the magnitude of the deviation may vary considerably.



Fig. 8. Water desorption curves and field measurements of the water tension - water content relationship as influenced by tillage treatment in a. 10-20 cm (winter wheat) and b. 80-100 cm depth (sugarbeet).

### 4. DISCUSSION

Data on water tension and water content (Figures 3,5 and 6, Table II) suggest that rapid water infiltration is limited in tilled soil by the presence of a traffic pan in ploughing depth. Field observations demonstrate that water can infiltrate faster in untilled than in tilled loess soil. During heavy rain showers water gets collected often in small surface depressions of tilled fields, whereas in untilled fields no surface water is visible. In October 1970 sugarbeets of a no-tillage experiment were harvested during a wet period. Two days after rain, when the harvest was carried on, the soil top layer of the untilled plot had dried so far that the surface became only slightly flattened (3-5 cm) by the wheels of the machines, whereas on the tilled plot wheels left marks of 20-30 cm depth in the soil, which was still wet (BAEUMER and PAPE, 1972).

STINGL (1974) determined the saturated hydraulic conductivity (K) of 5 cm layers of tilled and of untilled soil at the location of our experiment. Within a 50 cm profile of tilled soil K was lowest in the 20-25 cm layer with 70 cm/day, whereas K of other layers was 260 cm/day and higher. In untilled soil layers no K-value was less than 260 cm/day. But not the relatively small percentage of large pores >300 µ of the traffic pan in 20-25 cm depth (Fig. 2) seems to be the main reason of hindered infiltration and low hydraulic conductivity in tilled soil, since the percentage of large pores still keeps the order of magnitude of untilled soil. We rather suppose that regular soil tillage operation like ploughing reduces the continuity of large pores connecting top - and subsoil. Such a kind of pore interruption can not be detected with the aid of pore size distribution profiles like in Figure 2, as they are based on core samples of some cm height.

A discontinuity of very large pores >2 mm however has been demonstrated in the tilled soil with wheat (EHLERS, 1975). These pores are formed by earthworms, but as they get regularly destroyed by tillage operations, they are less in number as compared to untilled soil (Table III). By no-tillage the channel system is left preserved, now straightly connecting top- and

Table III. Number of earthworm channels with different diameter counted per m<sup>2</sup> of tilled and untilled soil with winter wheat.

Depth 2-5 5-8 8-11 2-5 (cm) diameter in mm		
	5-8	8-11
2 21 5 1 75	40	2
10 50 16 1 87	47	2
20 60 18 1 99	41	1
25 110 60 6 190	82	7
30 124 58 5 209	91	5
40 154 104 2 220	110	2
60 174 165 9 183	172	8
80 109 171 7 146		

subsoil. Within these channels irrigation water infiltrated rapidly down the profile to a maximum depth of 180 cm in a tension-free state (EHLERS, 1975), while the hydraulic gradient within the soil matrix was directed upward like in Figure 5. In tilled soil, on the other hand, none of the earthworm channels of the subsoil was able to take over and conduct irrigation water, presumably because the built up channels in the crumbly top layer were blocked by loose soil aggregates. From this we draw the conclusion that also during the heavy rain storm at June 9 part of the 'rain water will have been infiltrated into untilled soil through unblocked macropores, mainly existing of earthworm channels, and that this mode of infiltration is easily to be demonstrated by tensiometers (Figure 5). Data presented in Figures 3, 4 and 8 elucidate that within the same plot the relation between field measured water tension and water content is not univocal. The reason for this may be seen in the spatial variability of soil parameters (water content is measured at a different place from water tension), in hysteresis (measurements are made during a wetting or drying cycle), and in a disagreement between the vertical position of the ceramic cup of the tensiometer and of the soil core obtained by boring (Fig. 3 and 4, cp. middle and end of July).

The different degree of wetting in deep layers of untilled soil as compared to tilled soil might be explained by the different mode of infiltration. In tilled soil water infiltrates from the soil surface according to hydraulic gradients within the soil matrix. The infiltration moisture profile (Fig. 5) may be subdivided in zones of saturation. transmission and wetting. Starting with small pores in the wetting zone the infiltration water fills up successively pores with ever increasing diameter. During this process of water sorption a portion of the pores is omitted and remains airfilled as shown in Figure 8. In untilled soil however part of the water flows down through macrochannels in a tension-free state. By this infiltration can occur not only vertically from the soil surface but also laterally from the macropores, and wetting fronts moving in different directions can develop in all depths of the profile. The depth of water entry into the soil matrix will depend on rain intensity and channel length. After a certain time, when infiltration had started, wetting fronts in untilled soil will approach and touch eachother, enclosing airfilled pores to a larger degree than in tilled soil.

The explanation given here may also account for the fact that tensions in the subsoil of the untilled plots can decrease rapidly soon after heavy rain, whereas a change in water content may not be detectable at that time. The time lag of correspondence will depend on the horizontal distances of the tensiometer cup and the auger sample from a surface connected macrochannel.

Soil moisture tensions were measured daily and moisture contents were determined twice a week within the profile of tilled and untilled loess soil under winter wheat, sugarbeet and fallow during one growing season. Soil moisture contents (weight %) of tilled soil were lower in the 0-10 cm layer during most of the time but higher in the 10-20 cm layer, particularly after rain. as compared to untilled soil. Water infiltrates into tilled soil predominantly within smaller pores according to hydraulic gradients within the soil matrix. This process of water infiltration is limited by a traffic induced soil layer in 20 to 25 cm depth with a relatively small percentage of pores > 300 , u and with a low saturated hydraulic conductivity. In untilled soil however part of the infiltrating water rushes down the profile, when rain intensity is high, even against existing hydraulic gradients within the soil matrix. This water is led by a continuous system of macropores, mainly existing of earthworm channels >2 mm in diameter. The different mode of infiltration as influenced by tillage practice influences the degree of wetting in the subsoil.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

The author gratefully acknowledges the technical assistance of Misses A. ELGES and E. RUSTEMEYER and of Messrs. W. BRAUN and H. WALTER in the field and in the laboratory. The author is grateful to Dr. K. BAEUMER and Dr. R. R. van der PLOEG for critical discussion and to Dr. G. KOBABE, who advised statistical analysis. The investigation was supported by a grant from the Deutsche Forschungsgemeinschaft.

- ARMY, T.J., A.F. WIESE, and R.J. HANKS. 1961. Effect of tillage and chemical weed control practices on soil moisture losses during the fallow period. Soil Sci.Soc. Amer. Proc. 25: 410-413.
- BAEUMER, K., and W.A.P. BAKERMANS. 1973. Zero-tillage. Advance. Agron. 25: 77-123.
- BAEUMER, K., and G.PAPE. 1972. Ergebnisse und Aussichten des Anbaus von Zuckerrüben im Ackerbausystem ohne Bodenbearbeitung. Zucker 25: 711-718.
- BLEVINS, R.L., D. COOK, S.H. PHILLIPS, and R.E. PHILLIPS. 1971. Influence of no-tillage on soil moisture. Agron J. 63: 593-596.
- BULFIN, M., and T. GLEESON. 1967. A study of surface soil conditions under a non-cultivation management system. 1. Physical and chemical properties. Ir. J. agric. Res. 6: 177-188.
- CZERATZKI, W., and E. RUHM. 1971. Ergebnisse aus Versuchen mit bearbeitungsfreier Bestellung. Landw. Forschung, Sonderheft 26/I: 281-289.
- EHLERS, W. 1973 a. Gesamtporenvolumen und Porengrößenverteilung in unbearbeiteten und bearbeiteten Lößböden. Z. Pflanzenernähr. und Bodenkunde 134: 193-207.
- EHLERS, W. 1973 b. Strukturzustand und zeitliche Änderung der Wasser- und Luftgehalte während einer Vegetationsperiode in unbearbeiteter und bearbeiteter Löß-Parabraunerde. Z. Acker- und Pflanzenbau 137: 213-232.
- EHLERS, W. 1975. Observations on earthworm channels and infiltration in tilled and untilled loess soil.Soil Sci. 119: 242-249.
- HARROLD, L.L. 1972. Soil erosion by water as affected by reduced tillage systems. Proc. No-Tillage Systems, Symposium, Columbus, Ohio: 21-28.

- HARROLD, L.L., and W.M. EDWARDS. 1974. No-tillage system reduces erosion from continuous corn watersheds. Trans. ASAE 17: 414-416.
- HARROLD, L.L., G.B. TRIPLETT, and R.E. YOUKER. 1967. Watershed tests of no-tillage corn. J. Soil Water Cons. 22: 98-100.
- HILL, J.D., and R.L. BLEVINS. 1973. Quantitative soil moisture use in corn grown under conventional and no-tillage methods. Agron. J. 65: 945-949.
- JONES, J.N., J.E. MOODY, and J.H. LILLARD. 1969. Effects of tillage, no-tillage, and mulch on soil water and plant growth. Agron. J. 61: 719-721.
- MANNERING, J.V., L.D. MEYER, and C.B. JOHNSON. 1966. Infiltration and erosion as affected by minimum tillage for corn (Zea mays L.). Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 30: 101-105.
- MOODY, J.E., G.M. SHEAR, and J.N. JONES. 1961. Growing corn without tillage. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 25: 516-517.
- PECK, A.J., and R.M. RABBIDGE. 1969. Design and performance of an osmotic tensiometer for measuring capillary potential. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 33: 196-202.
- SHANHOLTZ, V.O., and J.H. LILLARD. 1969. Tillage effects on water use efficiency. J. Soil Water Cons. 24: 186-189.
- SMIKA, D.E., and G.A. WICKS. 1968. Soil water storage during fallow in the Central Great Plains as influenced by tillage and herbicide treatments. Soil Sci. Soc. Amer. Proc.32: 591-595.
- STINGL, S. 1974. Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit in bearbeiteter und unbearbeiteter Löß-Parabraunerde. M.S. Thesis, University of Göttingen, Faculty of Agriculture.
- TRIPLETT, G.B., D.M. van DOREN, and B.L. SCHMIDT. 1968. Effects of corn (Zea mays L.) stover mulch on no-tillage corn yield and water infiltration. Agron. J. 60: 236-239.
- Van OUWERKERK, C., and F.R. BOONE. 1970. Soil physical aspects of zero-tillage experiments. Neth. J. agric. Sci. 18: 247-261.

Bönecke-Druck 3392-Clausthal Z. 29